



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**Universidad del Perú. Decana de América**

**Facultad de Ciencias Físicas**

**Escuela Profesional de Física**

**Modelado numérico del maremoto de Lambayeque  
1960**

**TESIS**

**Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física**

**AUTOR**

**Nick Jhonatan MORENO MORENO**

**ASESOR**

**César Omar JIMÉNEZ TINTAYA**

**Lima, Perú**

**2017**



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

## Referencia bibliográfica

---

Moreno, N. (2017). *Modelado numérico del maremoto de Lambayeque 1960*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

---



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS  
(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL  
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 18:00 horas del lunes 03 de julio de 2017, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Dr. Raúl Félix Carita Montero (Presidente), Lic. Miguel Saavedra Juan de Dios (Miembro), Mg. César Jiménez Tintaya (Asesor), Lic. Luis Vilcapoma Lázaro (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, del Bachiller:

**MORENO MORENO, NICK JHONATAN**

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó al Bachiller Moreno Moreno, Nick Jhonatan, a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulado: "Modelado numérico del Maremoto de Lambayeque 1960".

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado, el Dr. Raúl Félix Carita Montero, invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:

Bueno

(MENCIÓN)

16

(NÚMERO)

Dieciséis

(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al Bachiller Moreno Moreno, Nick Jhonatan. Siendo las.....20.00..... Horas, se levanta la Sesión.

Dr. Raúl Félix Carita Montero  
PRESIDENTE

Lic. Miguel Saavedra Juan de Dios  
MIEMBRO

Mg. César Jiménez Tintaya  
ASESOR

Lic. Luis Vilcapoma Lázaro  
SUPLENTE

Esta tesis es para honrar al Dios Todopoderoso del cual proviene todo conocimiento y sabiduría. Dedico también esta tesis a mis padres Elmer Moreno y María Moreno por su esfuerzo en apoyarme en mis estudios desde sus inicios, como también a mis tías Charo y Luly por su apoyo incondicional y sus oraciones.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco incondicionalmente a mis familiares que me apoyaron durante mis estudios de pregrado en la universidad, aún ante las adversidades se logró el objetivo al ser constante.

Agradezco al Mg. César Jiménez Tintaya (UNMSM - DHN) por su dedicación, conocimiento y tiempo invertido al asesorarme en la presente tesis.

A la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú por brindarme la oportunidad laboral como locador de servicios mediante la empresa GeoService Perú, en el proyecto “Servicio de evaluaciones técnicas diversas utilizando el programa ArcGis (Elaboración de cartas de inundación por tsunami)” – AMC 0055-2015 MGP/ DIHIDRONAV.

Agradezco a la Lic. Nabilt Jill Moggiano, al Ing. Erick Rosales por su apoyo en mi estancia laboral en la DHN tanto en el aspecto teórico como en el aspecto práctico.

A mis amigos los Mg. Jhon Guerrero, Mg. Rolando Badaracco y el Bach. Michel Chocña por sus consejos, apoyo y ayuda desde que iniciamos el pregrado hasta la fecha de hoy.

# ÍNDICE

<b>Lista de figuras</b>	vii
<b>Lista de tablas</b>	ix
<b>Lista de acrónimos</b>	x
<b>Resumen</b>	xi
<b>Abstract</b>	xii

## **Capítulo 1: Introducción**

1.1 Introducción	1
1.2 Antecedentes	3
1.3 Objetivos de la investigación	4
1.3.1 Objetivo General	4
1.3.2 Objetivo Especifico	4
1.4 Planteamiento del problema	5
1.5 Área de estudio	5
1.6 Análisis de la Sismicidad en el Perú	8
1.7 Características del sismo del 20 de noviembre 1960	15
1.8 Características del maremoto del 20 de noviembre 1960	17

## **Capítulo 2: Modelo numérico de maremotos**

2.1 Modelos numéricos de maremotos	18
2.2 El Modelo numérico TUNAMI-N2	19
2.2.1 Descripción del modelo numérico	19
2.2.2 Algoritmo del modelo numérico	19
2.2.3 Condiciones iniciales y de frontera	22
2.2.4 Ecuaciones gobernantes	26
2.3 Discusión de los modelos numéricos	27

<b>Capítulo 3: Metodología</b>	
3.1 Metodología	29
3.2 Pre-procesamiento de datos	29
3.2.1 Datos topográficos batimétricos	29
3.2.2 Construcción de grillas anidadas	30
3.3 Modelado numérico para cada proceso	33
3.3.1 Modelo de Fuente Sísmica	33
3.3.1.1 Corrección de la grilla computacional D	38
3.3.2 Simulación de la propagación e inundación del maremoto	40
 <b>Capítulo 4: Resultados de la simulación numérica</b>	
4.1 Resultados del proceso de Generación	42
4.2 Resultados del proceso de Propagación	44
4.3 Resultados del proceso de Inundación	47
4.3.1 Zona de Pimentel	49
4.3.2 Zona de Santa Rosa	51
4.3.3 Zona de Puerto Eten	53
 <b>Capítulo 5: Conclusiones</b>	
5.1 Conclusiones	56
5.2 Problemas físicos por resolver	57
5.3 Trabajo futuro	58
 <b>Anexo A: Catalogo de terremotos y tsunamis en el norte del Perú (1913-2015)</b>	59
 <b>Anexo B: Conceptos fundamentales de maremotos</b>	70
 <b>Anexo C: Tsunami Earthquake</b>	77
 <b>Referencias Bibliográficas</b>	85



## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1:</b> Zona de estudio	6
<b>Figura 1.2:</b> Mapa del Perú donde se muestra algunas unidades tectónicas	10
<b>Figura 1.3:</b> Mapa del norte del Perú donde se muestra las áreas de ruptura y las asperezas de cada Tsunami Earthquake indicado en la Figura	12
<b>Figura 1.4:</b> Mapa de sismicidad del Perú periodo 1973-2014	13
<b>Figura 1.5:</b> Perfiles verticales de topografía y sismicidad de Perú periodo 1973-2014. Región norte	14
<b>Figura 2.1:</b> Sistema de coordenadas y condiciones de frontera de una partícula en aguas someras	23
<b>Figura 3.1:</b> Grillas anidadas	32
<b>Figura 3.2:</b> Grilla computacional D donde se calculará la inundación	33
<b>Figura 3.3:</b> Agitación de un maremoto por una dislocación	34
<b>Figura 3.4:</b> Modelo de fuente sísmica homogénea	37
<b>Figura 3.5:</b> Modelo digital de elevación	38
<b>Figura 3.6:</b> Promedio del Vecino más cercano para alisar la topografía	39
<b>Figura 3.7:</b> Grilla original y filtrada	40
 <b>Figura 4.1:</b> Deformación cosísmica del fondo marino, condición inicial para la generación del maremoto	 43
<b>Figura 4.2:</b> Máximas alturas de la ola en la línea de costa obtenida por simulación numérica	44
<b>Figura 4.3:</b> Mareogramas virtuales obtenidos por simulación numérica	45
<b>Figura 4.4:</b> Mapa de inundación para la región costera de Lambayeque	47
<b>Figura 4.5:</b> Imagen satelital del área de inundación del área de estudio	48
<b>Figura 4.6:</b> Mapa de inundación para la zona de Pimentel	49
<b>Figura 4.7:</b> Imagen satelital de la zona de Pimentel	50
<b>Figura 4.8:</b> Mapa de inundación para la zona de Santa Rosa	51
<b>Figura 4.9:</b> Imagen satelital de la zona de Santa Rosa	52

<b>Figura 4.10:</b> Mapa de inundación para la zona de Puerto Eten	54
<b>Figura 4.11:</b> Imagen satelital de la zona de Puerto Eten	55
<b>Figura A.1:</b> Mapa de sismos de la zona norte del Perú (1-12)	66
<b>Figura A.2:</b> Mapa de sismos de la zona norte del Perú (13-24)	67
<b>Figura A.3:</b> Mapa de sismos de la zona norte del Perú (25-36)	68
<b>Figura A.4:</b> Mapa de sismos de la zona norte del Perú (37-43)	69
<b>Figura B.1:</b> Característica de una onda de maremoto	72
<b>Figura B.2:</b> Parámetros de la fuente sísmica	73
<b>Figura B.3:</b> Modelo de propagación del maremoto	75
<b>Figura B.4:</b> Esquema de la fase de inundación	76
<b>Figura C.1:</b> Condiciones de fricción de la interfaz de subducción entre la placa subducente y la placa cabalgante	84

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 2.1:</b> Valores del coeficiente de Manning(n) (Fuente: Koshimura, 2009)	26
<b>Tabla 3.1:</b> Características de cada grilla utilizada en la simulación numérica	31
<b>Tabla 3.2:</b> Parámetros de la fuente sísmica datos por Pelayo y Wiens (1990)	36
<b>Tabla 4.1:</b> Ubicación de los mareógrafos virtuales con tiempo de arribo en el orden de minutos	45
<b>Tabla 4.2:</b> Tabla de la distancias horizontales y altura respecto al nivel del mar de cada ciudad en estudio	54
<b>Tabla A.1:</b> Catálogos de terremotos ocurridos en el norte del Perú	59
<b>Tabla A.2:</b> Catálogos de tsunamis ocurridos en el norte del Perú	64
<b>Tabla C.1:</b> Catálogo de Tsunamis Earthquakes por el mundo	79

## LISTA DE ACRÓNIMOS

CMT: Centroid Moment Tensor Catalog  
COMCOT: Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model  
DHN: Dirección de Hidrografía y Navegación  
GEBCO: General Bathymetry Chart of the Ocean  
GPS: Global Positioning System  
IGP: Instituto Geofísico del Perú  
LTS: Long Term Support (Version Ubuntu)  
ML: Magnitud Local  
Ms: Magnitud de Onda Superficial  
Mw: Magnitud de momento  
NEIC: National Earthquake Information Center  
NEOWAVE: Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVE  
TIME: Tsunami Inundation Modeling Exchange  
TUNAMI: Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation  
UNESCO: United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization  
USGS: United States Geological Survey  
UTC: Universal Time Coordinator  
UTM: Universal Transverse Mercator

# Resumen

La presente investigación estudia la dinámica y simulación numérica del maremoto de Lambayeque, Perú ocurrido el 20 de noviembre de 1960 ( $M_w = 7.6$ ) en sus tres procesos: generación, propagación e inundación. El modelo numérico TUNAMI (del proyecto TIME) fue utilizado para simular los procesos de propagación e inundación. Se requiere como datos de entrada la información de batimetría y topografía obtenidas del modelo GEBCO con resolución de 30 segundos de arco (aproximadamente 927 m).

Para este estudio hemos considerado como fuente de datos la investigación de Pelayo y Wiens (1990), donde se obtuvo los parámetros del mecanismo focal (azimut, buzamiento y ángulo de dislocación), así como la magnitud momento del evento y las coordenadas del epicentro calculados a partir de las estaciones sísmicas disponibles de la red mundial. Para obtener las dimensiones de la geometría de ruptura se utilizó las ecuaciones de escalamiento de Papazachos et al. (2004), usados en la fase de generación.

Los resultados del modelo son los parámetros como: tiempos de arribo de la primera ola del maremoto, máximas alturas de olas y las áreas de inundación para cada zona a modelar, estos resultados han sido corroborados con información proporcionada por la población que soportó los efectos del sismo y posterior maremoto y que se detalla en la presente tesis.

**Palabras claves:** Modelado numérico, terremoto, maremoto.

# Abstract

This research studies the dynamics and numerical simulation of the Lambayeque tsunami, Peru, on November 20, 1960 ( $M_w = 7.6$ ) in its three processes: generation, propagation and flood. The numerical model TUNAMI (of the TIME project) was used to simulate the processes of propagation and flood. The data of bathymetry and topography obtained from the GEBCO model with a resolution of 30 seconds of arc (approximately 927 m) are required as input data.

For this study, we have considered as a data source the research of Pelayo and Wiens (1990), where we obtained the parameters of the focal mechanism (azimuth, dip and angle of dislocation), as well as the moment magnitude of the event and the coordinates of the epicenter Calculated from the available seismic stations of the worldwide network. To obtain the dimensions of the rupture geometry we used the scaling equations of Papazachos et al. (2004), used in the generation phase.

The results of the model are parameters such as: arrival times of the first tsunami wave, maximum wave heights and flood areas for each zone to model, these results have been corroborated with information provided by the population that endured the effects of the Earthquake and subsequent tsunami and that is detailed in the present thesis.

**Key words:** Numerical modeling, earthquake, tsunami.

# Capítulo 1: Introducción

## 1.1 Introducción

El Perú es un país altamente sísmico por encontrarse en una zona de subducción (convergencia de la placa de Nazca y la placa Sudamericana). Por ello, una buena parte de los epicentros de los sismos superficiales ocurren en el mar, lo cual aumenta la posibilidad de ocurrencia de un maremoto. La mayoría de los sismos superficiales se ubican entre la fosa marina y la costa peruana.

El 20 de noviembre de 1960 a las 22:02 UTC se generó un sismo con una magnitud de 7.6 Mw (Pelayo y Wiens, 1990). El epicentro del sismo fue ubicado en el mar, frente a Piura (Latitud =  $-5.6^{\circ}$ , Longitud =  $-80.9^{\circ}$ ). Después de una hora de ocurrido el sismo arribó al litoral del departamento de Lambayeque un maremoto cuya primera ola alcanzó los 9 metros de altura llegando a producir daños severos en los puertos de Pimentel y Eten, así como en las Caletas Santa Rosa y San José. Este maremoto ocasionó la inundación de la Isla de Lobos ubicada a unos 16 kilómetros frente al puerto de Pimentel. Las demás olas fueron de menor tamaño e intensidad (Carpio y Tavera, 2002).

Para elaborar los mapas de inundación relacionado con la ocurrencia de un maremoto se realizó un estudio de la dinámica de dicho maremoto en sus 3 procesos: generación, propagación e inundación. Una forma de determinar las zonas de inundación de un posible maremoto local o distante, y, a partir de eso, estimar el potencial daño, es mediante la simulación numérica. La importancia del presente trabajo está enmarcada dentro de la previsión y mitigación de un posible desastre por

maremoto, para lo cual es necesaria la utilización de modelos numéricos de simulación de la dinámica de maremotos (Jiménez, 2015).

La metodología consiste en utilizar el modelo numérico TUNAMI (del proyecto TIME: Tsunami Inundation Modelling Exchange), el cual requiere como datos de entrada el modelo digital de elevación (topografía y batimetría) de Lambayeque en los puertos de Eten y Pimentel y del modelo de la fuente sísmica que será utilizada como la condición inicial del maremoto.

La salida del modelo corresponde a los parámetros como: altura de la ola en la línea de costa, mareograma sintético, tiempo de arribo y mapa de inundación de la zona a modelar. Se debe considerar las limitaciones del modelo numérico debido a la resolución del modelo digital de elevación y a la transferencia de energía del medio sólido (corteza terrestre) al medio líquido (océano) (Moggiano, 2013).

La presente tesis está organizada de la siguiente manera: El capítulo I contiene la introducción, los objetivos, planteamiento del problema, área de estudio, análisis de la sismicidad en el Perú, características del terremoto del 20 de noviembre de 1960 y características del maremoto del 20 de noviembre de 1960. En el capítulo II se describe el modelo numérico utilizado para la descripción de maremotos, el algoritmo, condiciones iniciales y de frontera y las ecuaciones que gobiernan el modelo numérico. El capítulo III describe la metodología utilizada, el pre-procesamiento de datos topográficos y batimétricos y el modelado numérico de la fuente sísmica, como la propagación y la inundación. En el capítulo IV se reportan los resultados obtenidos para cada proceso y finalmente el capítulo V muestra las conclusiones, problemas físicos a resolver y el trabajo a futuro que puede realizarse para mejorar la investigación y/o ampliar el campo de investigación.

Los anexos complementarios se encuentran al final de la tesis. El anexo A muestra un catálogo de terremotos y tsunamis en la región norte del Perú donde se describe las coordenadas del epicentro, la fecha, la magnitud, la profundidad y la fuente de datos para el periodo de 1913 al 2015, se muestra también mapas temáticos en GMT que indican el epicentro de cada evento enumerado en el catálogo. El anexo



B describe los conceptos fundamentales de maremotos desde el principio físico y matemático. El anexo C describe el concepto de Tsunami Earthquake, dando algunos ejemplos de este tipo de eventos, entre ellos el que se suscita en este evento del 20 de noviembre de 1960 en Lambayeque - Perú.

## **1.2 Antecedentes**

El sismo del 20 de noviembre de 1960, ha sido poco estudiado en el Perú, pero si existe un artículo de dos investigadores extranjeros que estudiaron este evento, a continuación, lo mencionamos brevemente:

Pelayo y Wiens, (1990) estudiaron este terremoto, el cual generó un maremoto que fue anómalamente grande para un terremoto de moderada magnitud (7.6 Mw). Este evento representa el mayor terremoto ocurrido a lo largo de esta porción relativamente asísmica de la costa norte del Perú. Obtuvieron el mecanismo de la falla poco profundo producido por la inversión de la forma de onda de cuerpo a través de una función temporal cuya duración total fue 110 segundos. La duración del proceso de ruptura fue de 110 segundos y fue mucho más largo de lo esperado para un evento con un momento sísmico de  $3.4 \times 10^{20}$  Nm, equivalente a 7.6 Mw. Utilizando las leyes de escalamiento para ese momento sísmico, sólo debería tener una duración de 40 segundos (Ide et al., 2007) (Pelayo y Wiens, 1990).

Posterior a este trabajo, Pelayo y Wiens (1992), publicaron otro artículo sobre eventos sísmicos de ruptura lenta en el prisma de acreción, entre ellos tomaron el evento del 20 de noviembre de 1960 y analizaron las ondas de superficie de periodo largo indicando un mecanismo de doble par de fuerzas en lugar de mecanismos de fuerza única indicativo de deslizamiento submarino. Este terremoto es superficial (<15 km) y está situado cerca al eje de la fosa marina y hacia el mar, debajo del prisma de acreción. La mayor parte de la excitación “anómala” del maremoto resulta de la subestimación del tamaño del terremoto por la magnitud de onda superficial (Ms) debido a la larga duración de la fuente. Las alturas del maremoto no son significativamente anómalas en relación con el momento sísmico. La naturaleza lenta

de este evento puede resultar de la ruptura a través de la roca sedimentaria a lo largo del prisma de acreción (Pelayo y Wiens, 1992).

Polet y Kanamori, (2008) describieron con cierto detalle la definición de los Tsunami Earthquakes, donde describen las características y factores generales, entre ellos aplicables para el terremoto del 20 de noviembre de 1960.

Bilek, (2009) estudió la sismicidad a lo largo de la zona de subducción Sudamericana, revisando los grandes terremotos, maremotos y la complejidad de la zona de subducción, entre ellos el terremoto del 20 de noviembre de 1960 y el de Chimbote de 1996 considerados los dos únicos Tsunami Earthquake en el Perú hasta la fecha.

### **1.3 Objetivos de la investigación**

#### **1.3.1 Objetivo general:**

- Efectuar el estudio de la dinámica del maremoto del 20 de noviembre de 1960 en la ciudad de Lambayeque (Noroeste del Perú), usando el modelo numérico de simulación de maremotos y validar los resultados con la información registrada in situ para este evento.

#### **1.3.2 Objetivo específico:**

- Realizar la simulación numérica de la dinámica del maremoto en sus 3 procesos: generación, propagación e inundación.
- Obtener los parámetros como: tiempos de arribo a partir de mareogramas virtuales y alturas de ola en costa. Obtener distancias de inundación y elaborar mapas de inundación para los principales lugares afectados por el maremoto.

- Elaborar, modificar y aplicar software (en Fortran y Matlab) para procesamiento de datos.

#### **1.4 Planteamiento del problema**

En la zona de Piura y Lambayeque, aparte del evento de 1960, no se ha reportado otro “Tsunami Earthquake” hasta la actualidad y si no se toman las medidas de previsión y prevención del caso con respecto a un fenómeno de características similares, se alterarían las condiciones demográficas, económicas y sociales de las ciudades costeras de Lambayeque por lo devastador que podría ser un futuro evento.

Las actividades pesqueras, turísticas y culinarias, que generan un alto ingreso económico a la población, ante un evento de igual o superior magnitud, serían devastadas y la recuperación sería muy lenta por la destrucción a lo largo del litoral costero. Uno de los problemas en cuanto a la infraestructura es la falta de mayor asfaltado de pistas, así como rutas de evacuación.

La importancia de la solución del problema radica en que su aplicación permitirá tomar las acciones oportunas para efectuar la previsión, prevención y mitigación del desastre de inundación por maremoto en la zona de Lambayeque (Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten).

#### **1.5 Área de estudio**

La región Lambayeque se localiza en la costa norte del Perú, limita por el norte con la región Piura, por el este con la región Cajamarca, por el sur con la región La Libertad, por el oeste con el Océano Pacífico. Tiene una superficie de 1423130 km<sup>2</sup>. Su relieve es poco accidentado, relativamente llano, con pequeñas lomas y planicies elevadas llamadas pampas. Es eminentemente costero, ya que el 94% de su superficie se localiza en la costa (Villacorta et al., 2010).

El clima de la zona costera de Lambayeque es templado y húmedo, desértico, con escasas precipitaciones, originando aridez, salvo los años que se produce el

fenómeno de “El Niño”, en el cual las precipitaciones alcanzan niveles catastróficos. La mínima altitud se encuentra en la ciudad de Pimentel con 4 msnm y la máxima altitud está en la ciudad de Incahuasi con 3078 msnm. La Ciudad de Chiclayo está a 29 msnm (Villacorta et al., 2010).

El área de estudio para el modelado numérico de la zona de inundación por maremoto está comprendida por las siguientes coordenadas geográficas:  $-6.81^{\circ}$  a  $-6.93^{\circ}$  latitud sur y entre  $-79.84^{\circ}$  a  $-79.99^{\circ}$  longitud oeste, que corresponden al rectángulo o grilla computacional D (Figura 1.1). Adicionalmente, se observa las tres ciudades donde se calculará el proceso de inundación por maremoto y son las ciudades de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten, estas ciudades están dentro del rectángulo o grilla computacional D.

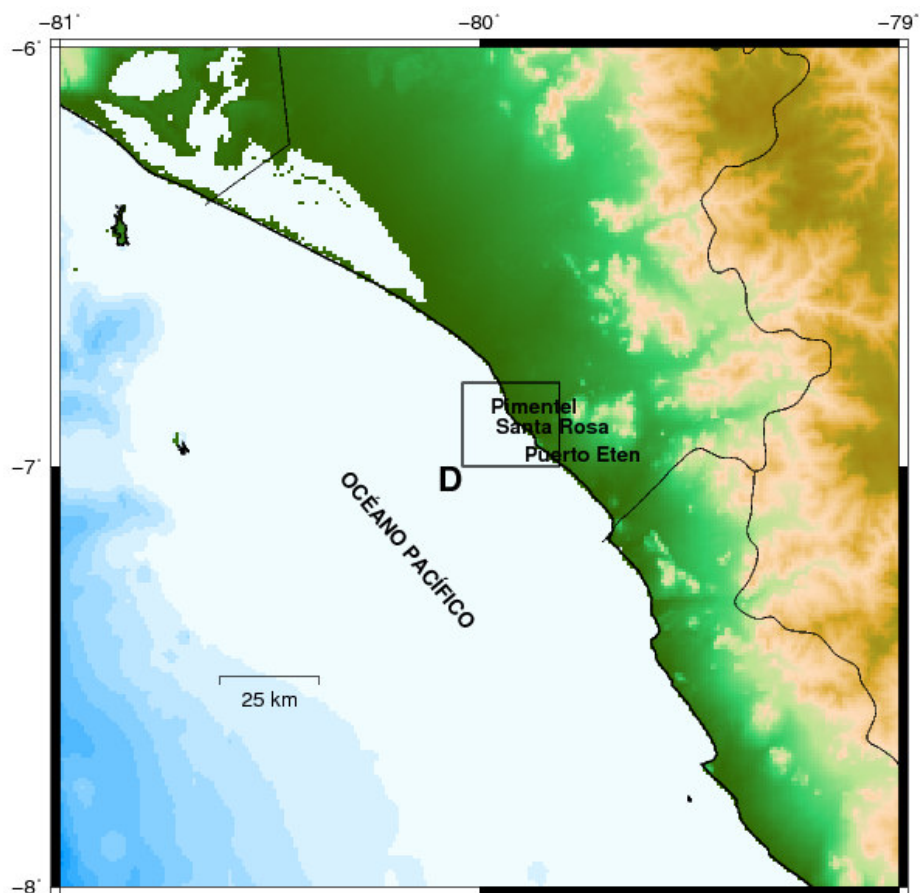


Figura 1.1 Zona de estudio. El rectángulo representa a la grilla computacional D que contiene las ciudades de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten donde se realizará la simulación numérica del proceso de inundación.

El área de la grilla computacional D se ha dividido en 3 zonas importantes para el estudio de inundación:

- a) **Distrito de Pimentel**, ubicada en el Departamento de Lambayeque, bajo la administración del Gobierno Regional de Lambayeque, en el norte de Perú, tiene una población de 32346 habitantes. Respecto a su geografía abarca una superficie de 66.53 km<sup>2</sup>, su relieve es llano, con suaves ondulaciones, encontrándose pequeños cerros como Pimentel y El Molino, sus playas son bajas y arenosas, el clima es templado con moderado calor al mediodía, atemperado por suaves vientos y por la cercanía al mar, normalmente no caen lluvias. Pimentel se encuentra aproximadamente a 8 msnm.
  
- b) **Distrito de Santa Rosa**, ubicada en el Departamento de Lambayeque, bajo la administración del gobierno Regional de Lambayeque, en el norte de Perú, tiene una población de 10965 habitantes. Respecto a su geografía abarca una superficie de 1409 km<sup>2</sup>, su relieve es llano con pequeñas lomas y algunas depresiones, que son salinas, donde antiguamente se formaron ciénagas o lagunas, posee amplias playas con la presencia de dunas. Santa Rosa se encuentra a 4 msnm.
  
- c) **Distrito de Puerto Eten**, ubicado en el Departamento de Lambayeque, bajo la administración del Gobierno Regional de Lambayeque, en el norte de Perú, tiene una población de 2238 habitantes. Limita por el norte, este y sur, con el Distrito de Eten; y, por el oeste con el Océano Pacífico. Su territorio se encuentra en la región chala y frente a las costas del mar. Su extensión es de 1448 km<sup>2</sup> y es llano, presenta suaves ondulaciones que son interrumpidas por el cerro conocido como Morro de Eten, hacia el sur. Su clima es húmedo, fresco y sin lluvias, por lo general sus vientos son moderados. Puerto Eten se encuentra a 6 msnm (Villacorta et al., 2010).

## **1.6 Análisis de la sismicidad en el Perú**

El Perú ha sido afectado, en forma recurrente, por grandes terremotos debido a la convergencia de las placas tectónicas de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental), la misma que da origen al proceso conocido como subducción y mediante el cual la placa oceánica se introduce por debajo de la placa continental con una velocidad relativa del orden de 6 a 7 cm por año en la zona norte del Perú (DeMets et al., 1990).

Esta velocidad es de las mayores registradas, por ende, la existencia de grandes terremotos acompañados de importantes maremotos en el litoral peruano (Carpio y Tavera 2002).

Según Dorbath et al., (1990) otro tipo de actividad sísmica está producida por las deformaciones corticales a lo largo de la cordillera Andina con terremotos en menor magnitud y recurrencia. La distribución de sismicidad en el Perú ha generado varios estudios utilizando datos telesísmicos y regionales con el fin de estudiar la geometría de la subducción o bien para delinear las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente.

Según Beck y Nishenko (1990), los terremotos a lo largo de la zona de subducción sudamericana presentan características heterogéneas de ruptura, que datan de muchos años atrás en el registro sísmico de la zona. Esa heterogeneidad se manifiesta en cambios en el modo de ruptura durante un siglo seguido por otros más pequeños en otros períodos de tiempo, así como inusuales maremotos. Existe una aparente interacción entre el proceso de ruptura del terremoto y el proceso de subducción en la región Sudamericana (Bilek, 2009).

La evolución geodinámica del Perú está compuesta por unidades tectónicas (Figura 1.2), a continuación, mencionamos algunas de interés:

- a. La Dorsal de Nazca: Es una dorsal asísmica (cordillera submarina larga y lineal) que se localiza frente al departamento de Ica, en el NO de la Región Sur de Perú, esta dorsal sigue una orientación NE-SO perpendicular a la fosa peruano-chilena (entre los 15° y 24° sur).

El ancho y altitud disminuye hacia su extremo SO, en el departamento de Ica tiene un ancho aproximadamente de 220 km. La Dorsal de Nazca tiene una forma asimétrica, siendo determinante para los distintos procesos geodinámicos que se producen en dicha región. A la migración del punto de subducción de la dorsal de Nazca se le asocia a una subsidencia de las zonas costeras del Perú por donde ya ha pasado. También se le ha considerado un factor determinante para la dirección de los ríos de partes del Perú. Las llanuras de Ica y Pisco, que corresponden a antiguas terrazas marinas, se encuentran elevadas por sobre el nivel del mar debido a que están por encima de la dorsal subducida. (Figura 1.2).

- b. La Fractura de Mendaña: Es la discontinuidad de la corteza oceánica, localizada en el extremo NO de la región central de Perú (10° y 12° sur). Esta fractura tiene una orientación NE-SO, paralela a la línea peruano-chilena, con un ancho de 80 km (Figura 1.2).
- c. La Fosa Perú-Chile: Delimita al inicio del proceso de subducción de las placas Nazca y Sudamericana. Presenta una máxima profundidad de 6000 metros en la región norte y sur, en la región centro es de 5000 metros. La fosa peruano-chilena presenta una contorsión NNO-SSE en la región Norte y Centro, y NO-SE en la región sur de Perú. En un corte transversal de oeste a este, presenta una ladera oceánica, una pequeña planicie de profundidad máxima por cuyo centro pasa el eje de la fosa, y una ladera continental ligeramente más empinada que la primera. Las variaciones de profundidad están asociadas al volumen de sedimentos que rellenan la fosa y a la presencia de una estructura transversal conocida como la dorsal de Nazca (Figura 1.2).

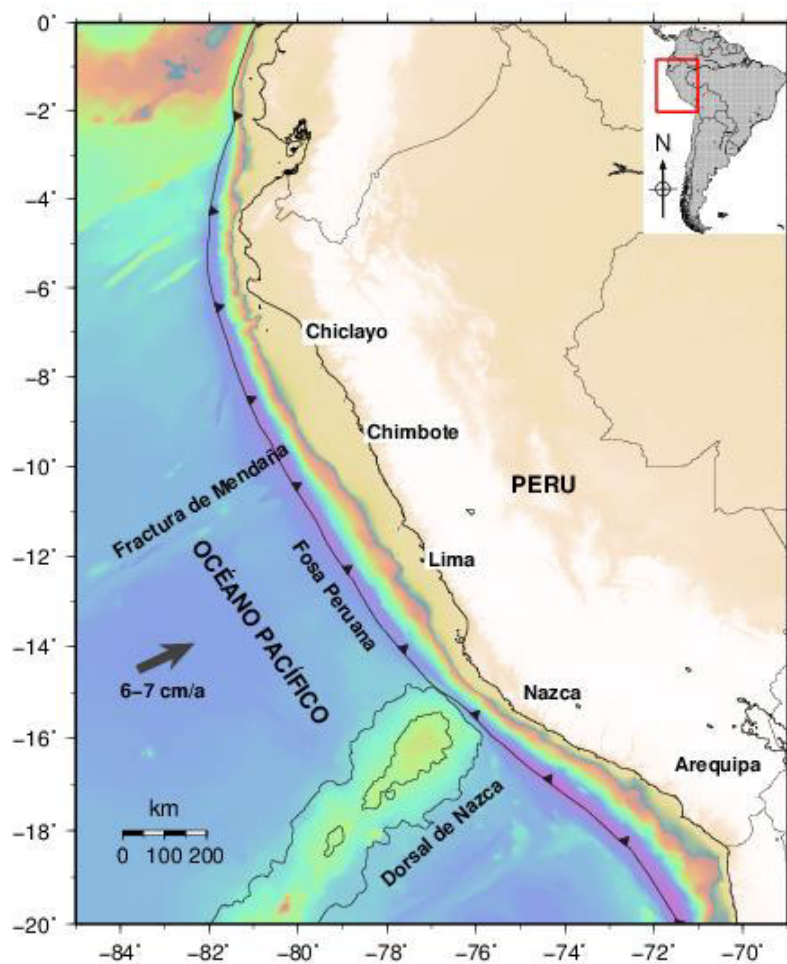


Fig. 1.2: Mapa del Perú donde se muestra algunas unidades tectónicas.

En el norte del Perú, en la zona de subducción, la placa de Nazca se introduce debajo de la placa Sudamericana, con un ángulo mínimo de  $10^\circ$  y un ángulo máximo de  $15^\circ$  hasta una profundidad de 100 km en toda la costa norte. En la superficie de contacto entre estas placas se producen los sismos más fuertes y más peligrosos para la población (Stauder, 1975).

Mediante el cálculo de las velocidades intersísmicas en el Perú, utilizando la tecnología GPS (Global Positioning System) (Norabuena et al., 1998; Bevis et al., 2001; Gagnon et al., 2005; Chlieh et al., 2011) se ha reportado un alto nivel de acoplamiento por fricción a lo largo de la interfaz de subducción de la fosa hasta una profundidad de unos 50 km. Chlieh et al., (2011) propuso un modelo de acoplamiento



heterogéneo con asperezas separadas por segmentos progresivos. En base a los datos de GPS para la región central del Perú, Chlieh et al., (2011) estimaron que la ocurrencia de un terremoto de subducción ( $M_w > 8.5$ ) está atrasado para la región central del Perú.

El acoplamiento en el norte de Perú es superficial y coincide con la región de la fuente de los Tsunamis Earthquakes de tamaño moderado y superficial. El acoplamiento profundo ocurre en el centro y el sur de Perú, donde han ocurrido repetidos terremotos de gran magnitud. Nocquet et al. (2014) encontró un segmento progresivo de 1000 km de longitud en el norte de Perú y el sur de Ecuador basado en los datos de GPS, lo que sugiere que la posibilidad de un terremoto de  $M_w > 9.0$  en el norte de Perú y el sur de Ecuador podría ser menos probable. Hasta el momento, se han propuesto muchos modelos homogéneos y heterogéneos de acoplamiento intersísmico para diferentes porciones de los 2200 km de longitud en las costas del Perú (Villegas et al., 2016).

El norte del Perú se caracteriza por la ausencia de grandes terremotos y la escasa ocurrencia de terremotos de magnitud moderada a grande, capaces de desencadenar maremotos locales. Los terremotos de subducción más grandes reportados hasta ahora para el norte de Perú son los eventos de 1619 (7.7  $M_w$ ), 1953 (7.8  $M_w$ ), 1959 (7.5  $M_w$ ), 1960 (7.6  $M_w$ ) y 1996 (7.5  $M_w$ ). En el norte de Perú, el acoplamiento intersísmico parece estar confinado dentro de los 25 km más superficiales de la interfase de la fosa, con asperezas locales con tamaños típicos de 100 km a lo largo de la dirección del azimut y 70 km a lo largo de la dirección del buzamiento. Este patrón de acoplamiento está en buen acuerdo con la presencia de asperezas poco profundas de Tsunami Earthquake que, junto con el deslizamiento sísmico-asísmico transitorio mixto, podría ser el modo común de comportamiento sísmico en el norte del Perú (Villegas et al., 2016).

Al sur de la península de Piura, los datos GPS obtenidos y procesados por Villegas et al., (2016) para las estaciones costeras que se extienden desde Chiclayo a Chimbote excluyen la presencia de acoplamiento intersísmico a profundidades superiores a los 30 km de la interfaz del terremoto. Debido a que la distancia de la fosa

marina a las costas entre Chiclayo y el norte de Lima aumenta a casi 200 km, la red GPS no resuelve eficazmente el patrón de acoplamiento en la porción más superficial de 30 km de la interfaz del terremoto. Sin embargo, los modelos intersísmicos sugieren la presencia de dos asperezas que se correlacionan espacialmente con las áreas de ruptura de los Tsunami Earthquake de 1960 y 1996 (Villegas et al., 2016).

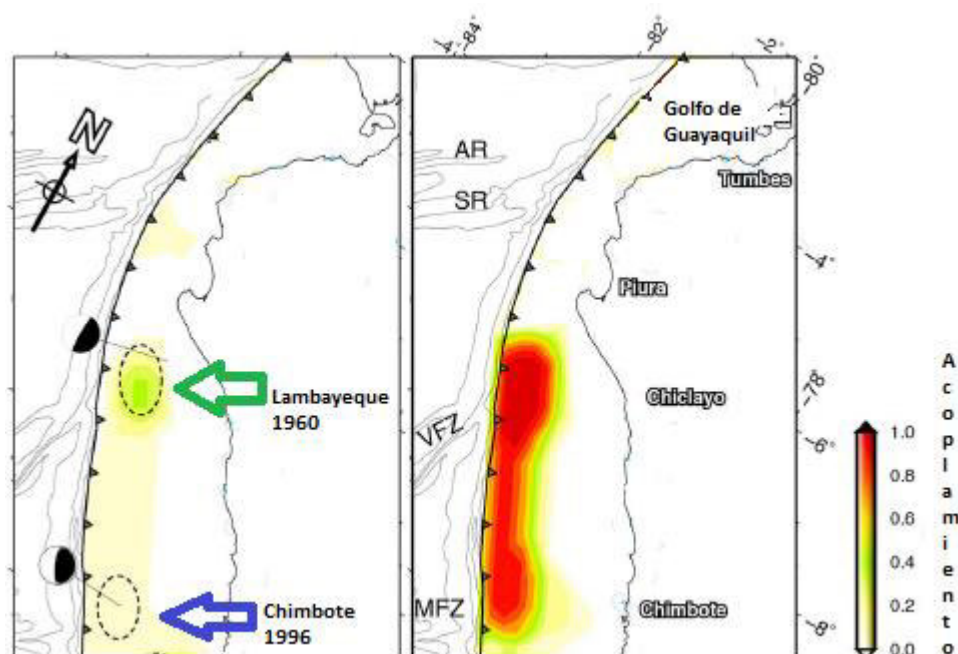


Figura 1.3: Mapa del norte del Perú donde se muestran las áreas de ruptura, con sus mecanismos focales de los dos únicos Tsunamis Earthquakes en costas peruanas, el terremoto de Lambayeque de 1960 (7.6 Mw) (flecha verde) y el terremoto de Chimbote de 1996 (7.5 Mw) (flecha azul). Se muestra el modelo acoplamiento intersísmico, máximo (derecho), mínimo (izquierdo) y la localización de las asperezas en color rojo. Las siglas VFZ, MFZ, AR y SR significan Zona de la Fractura de Virú, la zona de la Fractura de Mendaña, la Placa de Alvarado y la Placa de Sarmiento respectivamente. Adaptado de Villegas et al., (2016).

En la Figura 1.4 se muestra la distribución de la sismicidad, donde se observa que los sismos superficiales se distribuyen de Oeste a Este, con una mayor concentración en la zona centro y sur. Cabe recalcar que, en la Zona Norte existe menor cantidad de eventos sísmicos.

La Figura 1.5 muestra el perfil de sismicidad, de profundidad versus distancia desde la fosa marina en km, el análisis muestra que a menor distancia con respecto a la fosa existe una menor profundidad focal, por ende una mayor concentración de actividad sísmica superficial.

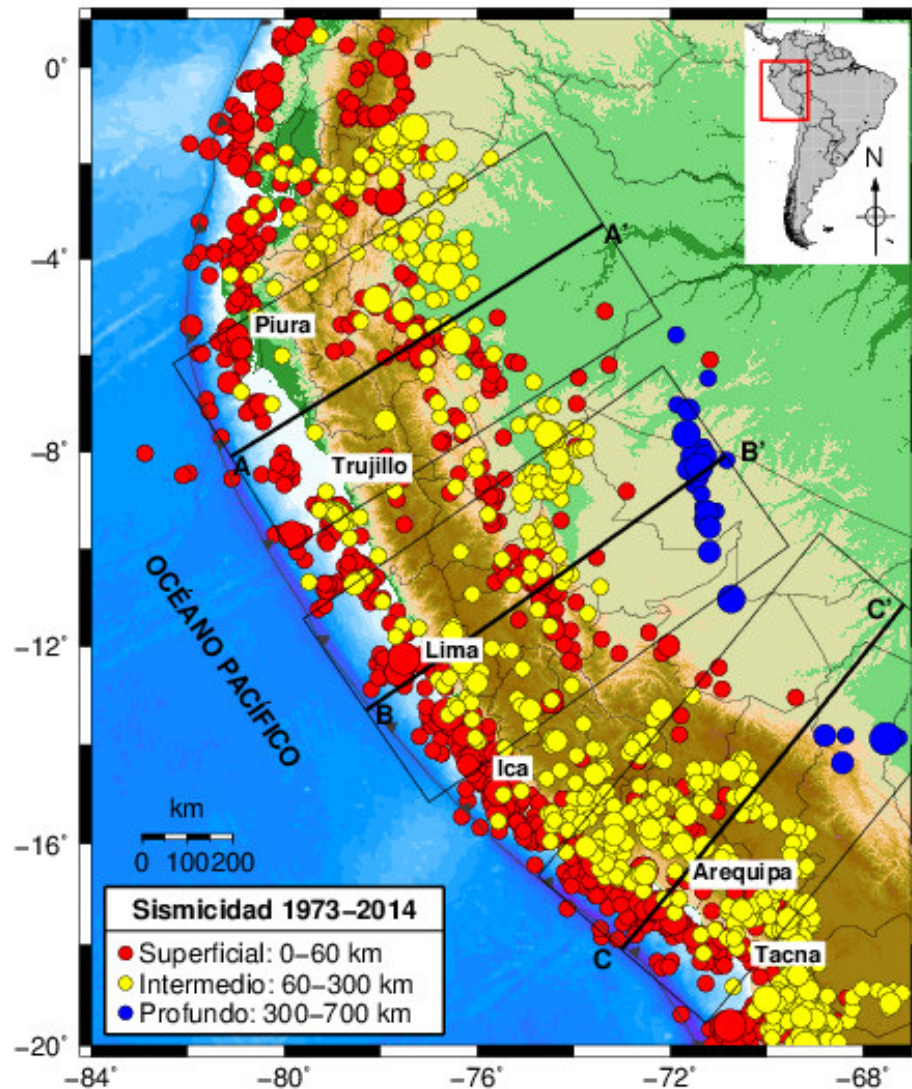


Figura 1.4 Mapa de sismicidad del Perú periodo 1973-2014. Las líneas negras representan los perfiles de corte. Fuente (Jiménez, 2015).

La Figura 1.4, muestra la actividad sísmica del Perú desde 1973 hasta 2014 para una magnitud de momento ( $M_w$ ) superior a 5.0, la fuente de datos pertenece al catálogo de datos del USGS (2014). Los sismos de profundidad superficial menor a 60

km, se localizan entre la fosa y la línea de costa con ocurrencia frecuente de sismos de magnitud elevada (13 enero 1960, 17 octubre 1966, 31 mayo 1970).

Los sismos con foco de profundidad intermedia ( $60 < h < 300$  km) tienen una distribución irregular, identificándose tres zonas: la primera es paralela a la línea de costa entre las latitudes  $9^{\circ}\text{S}$  a  $19^{\circ}\text{S}$ .

La segunda zona se localiza en el interior del continente paralela a la Cordillera Oriental y zona subandina. Aproximadamente los sismos de esa zona siguen una línea (N-S) aproximadamente. La tercera zona está en la Región Sur del Altiplano y es zona de frecuentes sismos. Las dos primeras zonas alcanzan profundidades de 100-150 km y en el tercer grupo hasta 350 km de profundidad (Jiménez, 2015).

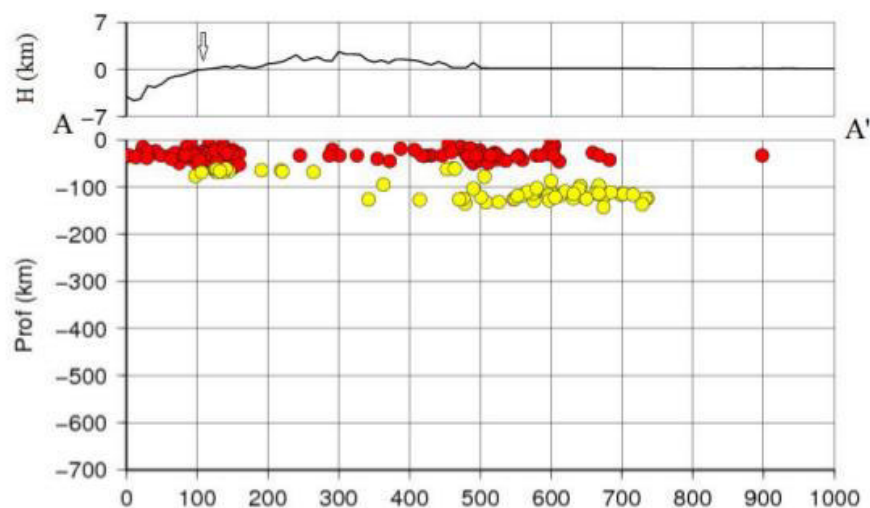


Figura 1.5: Perfil vertical de topografía y sismicidad de Perú periodo 1973-2014. Las flechas indican la posición a lo largo de la costa en la región: A) Norte. Fuente (Jiménez, 2015).

La zona de Wadati-Benioff es una zona de terremotos con inclinación planar producida por la interacción de una placa oceánica descendente con una placa continental. Los terremotos ocurridos en dicha zona son producidos por deslizamientos a lo largo de la falla de subducción o por deslizamiento entre la placa descendente

como resultado de la flexión y extensión cuando la placa de Nazca es empujada hacia el manto (Stauder, 1975).

La Figura 1.5 muestra sismos en la zona de Wadati-Benioff con una profundidad de 100 km entre la línea de costa y 300 km hacia el este, entre los 300 a 750 km al este la profundidad es de 150 km, entre los 180 a 400 km hacia el este existe una menor ocurrencia de sismos de profundidad intermedia, luego la mayor concentración de sismos y profundidades regresan a los 350 km hacia el este hasta los 750 km de distancia horizontal desde la fosa marina aproximadamente (Jiménez, 2015).

### **1.7 Características del sismo del 20 de noviembre 1960**

El terremoto del norte de Perú de 1960, sucedió a las 17:00 hora local con una magnitud de 7.6 Mw e intensidad máxima de VI en la Escala de Mercalli en la ciudad de Lambayeque, generando un maremoto que fue anormalmente grande para la magnitud moderada que se registró (6.7 Ms). Los primeros movimientos de las ondas sísmicas de volumen (P y S) combinados con las relaciones espectrales de las ondas observadas de Love y Rayleigh muestran un mecanismo de doble par de fuerzas a lo largo de la falla de poca profundidad, en vez de un mecanismo de fuerza única (para el caso de un deslizamiento submarino) (Pelayo y Wiens, 1990).

La deconvolución de la forma de onda SH muestra una función temporal de fuente que consta de 4 subeventos con una duración total de 110 s. Utilizando esta función temporal de fuente, la inversión de la forma de onda sísmica de volumen produce un mecanismo focal para una profundidad superficial (strike 0°, dip 6°, rake 100°) y un momento sísmico de  $1.9 \times 10^{20}$  Nm.

Sin embargo, la función temporal de la fuente obtenida a partir de las formas de onda de cuerpo de bandas limitadas no puede ajustarse a los datos de ondas superficiales que muestran un gran aumento en amplitud con periodo y un momento de  $3.4 \times 10^{20}$  Nm (Pelayo y Wiens, 1990).

Pelayo y Wiens (1990) demuestran, a través del cálculo del momento sísmico, que la magnitud del Tsunami Earthquake fue mucho mayor a la magnitud de onda superficial asignada (6.7 Ms) cuyo resultado debido a la larga duración de la ruptura de la fuente (130 s) en relación al ancho de banda de los 20 s para medir la magnitud de onda superficial de 6.7 Ms.

Kanamori (1977) definió la magnitud  $M_w$ , como magnitud de momento para la cuantificación de grandes terremotos y de esta manera resolver las discrepancias entre el momento sísmico y la magnitud convencional ( $M_l$  y Ms).

Pelayo y Wiens (1990) calcularon una magnitud de 7.6  $M_w$  para el terremoto de Lambayeque de 1960, la duración del proceso de ruptura fue más larga de lo que se esperaba para un evento con ese momento sísmico ( $3.4 \times 10^{20}$  Nm), las leyes de escalamiento de terremotos sugieren para ese tipo de eventos con ese momento sísmico que debería haber tenido una duración aproximada de 40 s (Ide et al., 2007). La ausencia de efectos de réplicas bien localizadas perjudica la delineación de la zona de ruptura, las leyes de escalamiento sugieren una longitud de ruptura de 100 km (Papazachos et al., 2004).

La ausencia de la directividad de onda superficial, sugiere una velocidad de ruptura media de 0.5 km/s, muy distinto a los 2.5 a 3 km/s para terremotos de poca profundidad, esta ruptura lenta es un indicativo de fallo dentro de las rocas sedimentarias en el prisma de acreción, los cuales tienen una rigidez menor y por lo tanto velocidades de ruptura más bajas (Pelayo y Wiens, 1990).

Este terremoto está asociado con una sección mayormente asísmica de la fosa de Perú, lo que sugiere la ocurrencia de terremotos lentos en segmentos de subducción "desacoplados" caracterizado por deslizamiento asísmico y ausencia de terremotos de gran magnitud. En esta zona de Lambayeque, el momento sísmico del evento de 1960, es el mayor al ocurrido a lo largo de la costa peruana entre las latitudes  $-2^\circ$  y  $-9^\circ$  (Pelayo y Wiens, 1990).



## **1.8 Características del maremoto del 20 de noviembre 1960**

El movimiento sísmico fue sentido en el noroeste de Perú, en la ciudad de Piura hubo 2 muertos, varios heridos y daños en las construcciones (Silgado, 1978). Según la simulación numérica efectuada en la presente tesis entre los 30 a 40 minutos de ocurrido el sismo, el maremoto llegó a las costas de Lambayeque, según el reporte de Silgado (1978), la primera ola fue superior a los 9 m de altura; sin embargo, el modelo numérico indica una altura de 5 m, causando destrozos en los balnearios Eten, Pimentel y Santa Rosa, la isla Lobos de Tierra ubicada a 16 km mar adentro, fue barrida completamente. Después del evento, siguieron 2 olas de menor altura (Silgado, 1978).

Este evento es considerado como un tipo anómalo de terremotos en función de su magnitud. Dicha definición se le conoce como Tsunami Earthquake. Los Tsunamis Earthquake son terremotos que generan un maremoto de grandes dimensiones en relación al valor de su magnitud de onda superficial ( $M_s$ ) relativamente pequeña (Pelayo y Wiens, 1990).

El Señor Lorenzo Fenco, poblador de la zona y testigo del sismo y maremoto, reportó que la inundación del maremoto llegó a la mitad de camino entre la costa y el pueblo de Monsefú (Jorge bravo UNMSM, comunicación personal).

## Capítulo 2: Modelo numérico de maremotos

### 2.1 Modelos numéricos de maremotos

Un modelo numérico es una técnica basada en cálculos numéricos que resuelven ecuaciones diferenciales parciales, cuya solución analítica es muy compleja o imposible, por lo que se requiere la discretización de dichas ecuaciones usando el método de diferencias finitas para obtener la solución numérica. El modelo numérico de maremotos se basa en la teoría lineal y no-lineal de propagación de ondas gravitacionales de periodo largo en aguas someras y el desarrollo e integración de las ecuaciones de continuidad y momentum lineal (Jiménez, 2015).

La utilización de modelos numéricos para la solución de sistemas de ecuaciones diferenciales parciales sirve para determinar la evolución de las características espacio-temporal de la deformación de la superficie marina. Esta técnica ha revolucionado la concepción en detalle de los mecanismos de generación, propagación y condiciones futuras esperadas en la zona de interés ante un eventual movimiento sísmico con posibilidades de generar maremoto.

Los objetivos del modelado numérico de maremotos son:

- Describir la metodología para la simulación numérica de un maremoto.
- Obtener la solución mediante el método de diferencias finitas y las ecuaciones que describen la propagación de las ondas de un maremoto en aguas someras.



- Hacer un análisis de cada proceso de la dinámica de un maremoto: generación, propagación e inundación.

El modelado numérico que describe la propagación del maremoto ha progresado mucho en los últimos años. Esto se debe al avance computacional y los estudios en el campo de la sismología. Hoy en día se utilizan diversos códigos para el modelado de maremotos (COMCOT, NEOWAVE, etc), los cuales son usados para generar mapas de inundación en áreas costeras de interés (Sullón, 2007) (Wang, 1996) (Yamasaki et al., 2011).

## **2.2 El Modelo numérico TUNAMI-N2**

### **2.2.1 Descripción del modelo numérico**

El modelo numérico (TUNAMI-N2) **Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near-Field Tsunami, versión 2**, creado y desarrollado por Fumihiko Imamura del Centro de Control e Investigación de Desastres de la Universidad de Tohoku, Japón. Los códigos fuente de este modelo se encuentran en “Manuales y Guías N°35 IOC/UNESCO” elaborado como parte del Proyecto TIME (Goto et al. 1997; Koshimura, 2009). TUNAMI-N2 es una herramienta computacional muy utilizada para los estudios de modelado numérico de maremotos en cuanto a propagación e inundación y está conformado por un conjunto de códigos o scripts escritos en lenguaje de programación FORTRAN.

### **2.2.2 Algoritmo del modelo numérico**

El modelo resuelve en forma numérica las ecuaciones de momentum lineal para aguas someras, integradas verticalmente y la ecuación de continuidad, despreciando el efecto Coriolis. Se incluye un algoritmo de rozamiento de fondo marino construido al interior del modelo. Las ecuaciones de continuidad y de momentum lineal se discretizan en un esquema de diferencias finitas centrales denominado “salto de rana escalonado” (del inglés leap-frog) (Koshimura, 2009).

El dominio de integración se discretiza mediante un conjunto de grillas anidadas de diferente resolución espacial, siendo las más detalladas las del área de estudio. Las grillas representan regiones del dominio computacional en las que se va trasladando la solución de la simulación numérica, traslado que debe cumplir con resoluciones espaciales de celdas que se tripliquen cuando se pasa de una celda exterior a otra interior.

Para maremotos de origen cercano, este modelo toma las siguientes consideraciones:

- La curvatura de la trayectoria de la partícula es ínfimamente pequeña.
- Se considera constante a las propiedades físicas del océano como la densidad, temperatura, salinidad, etc.
- La aceleración vertical es despreciable en relación con la aceleración por efecto gravitacional.
- La velocidad horizontal de las partículas a lo largo de la columna de agua mantiene la uniformidad.

En un espacio tridimensional, las ecuaciones de conservación de masa y momento lineal son expresadas matemáticamente:

$$\frac{\partial \mu}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial \mu}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + u \frac{\partial \mu}{\partial x} + v \frac{\partial \mu}{\partial y} + w \frac{\partial \mu}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.3)$$

Donde:

$x, y$  son las coordenadas horizontales.

$z$  es la coordenada vertical.

$t$  el tiempo.

$h$  la profundidad del agua mansa.

$\eta$  el desplazamiento vertical de la superficie de agua con respecto al nivel medio del mar.

$u, v, w$  son las velocidades de la partícula de agua en las direcciones  $x, y, z$ .

$\tau_{ij}$  es el esfuerzo de corte tangencial o normal en la dirección  $i$  sobre el plano normal  $j$ .

En la dirección  $z$ , la ecuación de la cantidad de movimiento (donde  $p=0$ ) se produce presión hidrostática:

$$p = \rho g \quad (2.4)$$

La condición inicial del modelo se obtiene de la teoría de deformación para un medio homogéneo y elástico (Okada, 1992). Se requiere los parámetros del mecanismo focal del sismo generador. La hipótesis es que la deformación del fondo marino (debido al sismo) se traslada (en forma casi instantánea) a la superficie del océano, lo que genera la propagación de las ondas del maremoto.

La propagación del maremoto se simula utilizando el método de Goto y Ogawa (1992), que consiste en la integración numérica de las ecuaciones de aguas someras utilizando el método de diferencias finitas.

La inundación de las zonas costeras se determina empleando la condición de frontera móvil propuesta por Iwasaki y Mano, (1979). Los procedimientos de solución numérica permiten determinar: la deformación del terreno, la amplitud de la onda del maremoto en la costa, los tiempos de arribo según resolución temporal, obtención de

vectores de velocidad de corriente, la generación de mareogramas virtuales (simulados) en puntos específicos de la costa y la máxima altura de inundación.

### 2.2.3 Condiciones iniciales y de frontera

El modelo TUNAMI-N2 se aplica sólo para maremotos, las componentes de vientos y mareas no están incluidas. El nivel inicial de agua es asumido constante durante el cálculo computacional. Esto significa que no se considera movimiento en el tiempo  $k-1$ . Esto significa que en el mar se tiene las siguientes consideraciones:

$$n_{i,j}^{k-1} = 0 \quad (2.5)$$

$$M_{i+1/2,j}^{k-1/2} = 0 \quad (2.6)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k-1/2} = 0 \quad (2.7)$$

Donde  $n$  es nivel de agua inicial,  $M$  y  $N$  son los flujos de descarga en las direcciones  $x$  e  $y$ . Para el run-up (máxima altura de inundación vertical) computacional sobre tierra, el nivel de agua inicial  $\eta$  es igual a la altura de tierra  $h$ . Los subíndices  $i$  y  $j$  son las direcciones en el plano normal y el superíndice  $k$  es una variable temporal.

$$\eta_{i,j}^{n-1} = -h_{i,j} \quad (2.8)$$

Debe tenerse en cuenta que los valores de la batimetría  $h$  tienen signo negativo en tierra, mientras que en el océano tienen signo positivo. Con respecto a las condiciones de frontera, se puede resolver cualquier problema de propagación de

ondas usando las ecuaciones gobernantes (2.1, 2.2, 2.3) con las condiciones de frontera dinámica y cinemáticas como se muestra en la Figura 2.1.

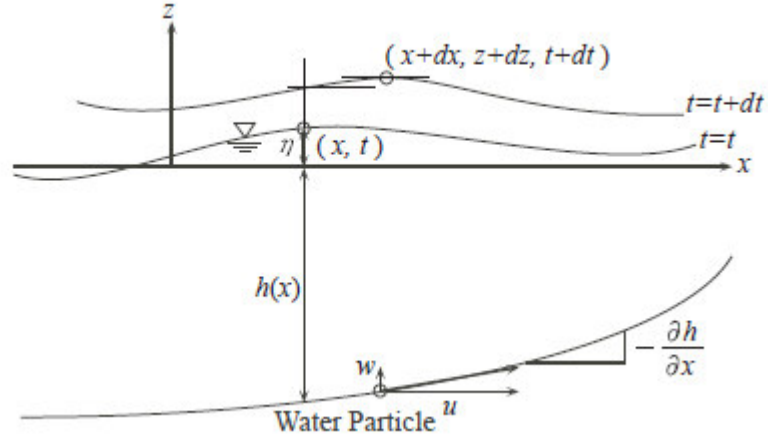


Figura 2.1: Sistema de coordenadas y condiciones de frontera de una partícula en aguas someras. (Fuente: Koshimura, 2009)

1. Límite de superficie libre ( $z = \eta$ )

(a) Condición de frontera dinámica

$$p = 0 \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} = w \quad (2.10)$$

2. Límite inferior ( $z = -h$ )

(a) Condición de frontera cinemática

$$\frac{w}{u} = \frac{-\partial h}{\partial x} = \frac{-\partial h}{\partial x} \quad (2.11)$$

Integrando las ecuaciones (2.5, 2.6, 2.7) desde el fondo del mar hasta la superficie utilizando la regla de Liebnitz. Por ejemplo, al aplicarlo en el primer término de la ecuación de conservación de momento en la dirección x, esta se puede escribir como:

$$\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{z=\eta} + u \frac{\partial(-h)}{\partial t} \Big|_{z=-h} \quad (2.12)$$

Con las condiciones cinemáticas y dinámicas (Ecuaciones 2.5, 2.6, 2.7), obtenemos finalmente las siguientes dos ecuaciones dimensionales, llamada teoría de aguas someras (shallow water) o superficiales:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = A \left( \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_y}{\rho} = A \left( \frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (2.15)$$

Donde D es la profundidad total del agua dada por  $h + \eta$ ,  $\tau_x$  y  $\tau_y$  son las fricciones del fondo marino en las direcciones x e y, A es la viscosidad horizontal que se asume constante en el espacio. M y N son los flujos de descargas en las direcciones de x e y respectivamente y están definidos como:

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD \quad (2.16)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \quad (2.17)$$

La fricción en el fondo marino se expresa, en una analogía con el flujo uniforme, como:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.18)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.19)$$

Donde  $f$  es el coeficiente de fricción y  $\eta$  el coeficiente de rugosidad de Manning, ambos están relacionados mediante la ecuación:

$$\eta = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}} \quad (2.20)$$

Los términos de fricción con el fondo marino son expresados por:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f\eta^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.21)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f\eta^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.22)$$

Donde  $\eta$  es el coeficiente de rugosidad de Manning, el cual es escogido de acuerdo al material de la superficie en el fondo.

Material del canal	(n)
Cemento puro, metal liso	0,010
Material de albañilería	0,017
Tierra suave	0,018
Canales suaves en buenas condiciones	0,025
Canales naturales: piedras y malezas	0,035
Canales naturales muy rugosos	0,060

Tabla 2.1: Valores del coeficiente de Manning (n) (Fuente: Koshimura, 2009)

#### 2.2.4 Ecuaciones gobernantes

Para la propagación del maremoto en aguas someras, la turbulencia horizontal podría ser insignificante en comparación con la fricción del fondo marino, a excepción de la inundación en tierra. Las siguientes expresiones son las ecuaciones fundamentales consideradas en el modelo TUNAMI-N2.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g\eta^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.24)$$



$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{g\eta^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.25)$$

Donde:

x, y: Coordenadas geográficas.

t: Tiempo.

$\eta$ : Desplazamiento vertical, referido al nivel medio del mar.

g: Aceleración de la gravedad.

M, N: Flujos de descarga en las direcciones x e y.

n: Parámetro de rugosidad de Manning.

D: Profundidad total de la columna de agua.

### 2.3 Discusión de los modelos numéricos

Los modelos numéricos (COMCOT, NEOWAVE y TUNAMI) no toman en cuenta las mareas oceánicas ni el efecto terrestre (generado por la atracción gravitatoria entre la Tierra y el Sol y Luna), el oleaje generado por los vientos tampoco es considerado. El modelo TUNAMI utiliza el método de “Salto de rana” de diferencias finitas, configura 4 grillas anidadas, su esquema numérico se basa en las ecuaciones de movimiento lineal para aguas someras, sus códigos son modificables. El modelo COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) según Wang (1996), tiene una configuración de grillas hasta 12 niveles, utiliza el método de “Salto de rana”, sus códigos son modificables. El modelo NEOWAVE (Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVE) según Yamasaki et al. (2011), considera las ondas dispersivas y velocidades verticales producto de la presión no hidrostática, su esquema de dispersión está mejorado y su aplicación a pequeñas regiones geográficas, su código es modificable, también utiliza el esquema de “Salto de rana” de diferencias finitas para resolver ecuaciones lineales y no lineales de aguas someras en coordenadas esféricas y cartesianas (Jiménez, 2015).

El modelo COMCOT es un paquete de modelado de maremotos, que simula todo el proceso de un maremoto, desde su generación, propagación e inundación en las regiones costeras. El modelo adopta el método de diferenciación finita de “salto de rana” para resolver las ecuaciones de aguas poco profundas en coordenadas esféricas y cartesianas. Tiene una configuración flexible de grillas anidadas que pueden equilibrar la precisión y la eficiencia para cumplir las necesidades de la simulación de maremotos a diferentes escalas (Wang, 1996).

El modelo NEOWAVE es un modelo de onda dispersiva en un sistema de coordenadas esféricas que utiliza dos vías de grillas anidadas para el cálculo del proceso de un maremoto desde la generación hasta la inundación en la costa. Describe las ondas dispersivas a través de la presión no hidrostática y la velocidad vertical, también explican la generación de maremotos a partir de historias de tiempo de deformación en el fondo marino. El modelo semi-implícito, escalonado de diferencias finitas capta las discontinuidades de flujo asociadas con los saltos hidráulicos a través de un esquema de conservación del momento (Yamasaki et al., 2011).

## **Capítulo 3: Metodología**

### **3.1 Metodología**

En este capítulo se toma en consideración los tres procesos de la dinámica de un maremoto: generación (fuente sísmica), propagación e inundación. La modelización se realiza en forma separada para cada proceso.

### **3.2 Pre-procesamiento de datos**

La primera parte del procesamiento consiste en definir la zona de estudio, zona que será utilizada para modelar la dinámica del maremoto, tomando en cuenta las coordenadas geográficas, como también los datos de batimetría y topografía y las grillas anidadas como dominio computacional de diferente resolución espacial. En la grilla donde se calculará la inundación, se requiere una alta resolución de datos topográficos y batimétricos para obtener un buen modelo digital de elevación. También se necesita el mecanismo focal del evento para obtener el modelo de fuente sísmica y la deformación cosísmica e iniciar el proceso de modelado de la propagación e inundación del maremoto.

#### **3.2.1 Datos topográficos y batimétricos**

La topografía y batimetría se obtuvo de la base de datos GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) (<http://www.gebco.net/>) cuya resolución es de 30 segundos de arco (aprox. 927 m), estos datos fueron procesados mediante interpolación bidimensional por el método Kriging con el software Surfer.

Para la construcción de la topografía y batimetría dentro de la grilla D se utilizó datos del satélite SRTM de 3" de resolución (~90 m) y de sondeos marinos proporcionados por la DHN, la línea de costa fue obtenida del Google Earth (<https://www.google.es/intl/es/earth/download/ge/agree.html>).

### **3.2.2 Construcción de grillas anidadas**

Se elaboró 4 grillas anidadas de diferente resolución espacial (27", 9", 3", 1"), grillas A, B, C y D. En la grilla A se encuentra el área de ruptura, las grillas B y C son las grillas intermedias que permiten ahorrar tiempo computacional y en la grilla D está la información topográfica y batimétrica al detalle donde se calculará el área de inundación debido al maremoto de Lambayeque 1960 (Figura 3.1).

Para la construcción de la grilla D se debe procesar el modelo digital de elevación que consta de la unión de la batimetría fina proporcionada por la DHN a través de sondeos marinos, la línea de costa que se obtiene del Google Earth y la topografía fina tomada del modelo SRTM90. El modelo TUNAMI trabaja con una batimetría positiva para ello se cambia el signo en la columna de profundidad para evitar inconsistencias en la ecuación de la velocidad de propagación, del mismo modo con una topografía negativa. La longitud geográfica debe estar entre 0° y 360°.

Para la topografía fina en la grilla D convertimos el archivo de datos de ráster (matricial) a formato XYZ. Después de ello unimos el archivo obtenido para la topografía fina en formato XYZ con los datos de sondeo marino de la DHN y línea costa obtenida por el Google Earth en un solo archivo general el cual contiene toda la información del área de estudio. Después de ello se procede a interpolar las grillas con el programa SURFER.

Grillas	Longitud (°)	Latitud (°)	Resolución de la grilla (")	Fuente de Datos
A	Izquierda: -85.50 Derecha: -79.49	Superior: -2.98 Inferior: -10.99	27	Gebco 30"
B	Izquierda: -81.50 Derecha: -79.00	Superior: -5.70 Inferior: -8.19	9	Gebco 30"
C	Izquierda: -80.50 Derecha: -79.62	Superior: -6.50 Inferior: -7.38	3	Gebco 30"
D	Izquierda: -80.04 Derecha: -79.81	Superior: -6.80 Inferior: -7.00	1	Sondajes marinos-DHN (Batimetría)  Línea de costa (Google Earth)  SRTM90 (Topografía)

Tabla 3.1: Características de cada grilla utilizada en la elaboración del modelo digital de elevación.

Las características geométricas que describen a cada una de las grillas se listan en la Tabla 3.1, para la simulación numérica del proceso de propagación, mediante el modelo lineal, se utilizó la grilla computacional A con una resolución de 27 segundo de arco, generada por el modelo de batimetría “gruesa” Gebco 30. La resolución de cada grilla es en segundos de arco (1 segundo de arco  $\approx 30.89$  m). Este valor se ha seleccionado de acuerdo a la resolución de la data batimétrica disponible; se tiene, además, las coordenadas geográficas inferiores y superiores de cada grilla. La Tabla 3.1 muestra además la fuente de datos para cada grilla, las grillas computacionales A, B y C son generados por el modelo de batimetría “gruesa” Gebco 30; la grilla computacional D toma como fuente de datos los sondeos marinos proporcionados por la DHN, la recopilación de la línea de costa son puntos tomados del Google Earth y la topografía del SRTM90. En el proceso de acoplamiento de los datos para la grilla computacional D se debe recordar tomar en consideración que la batimetría debe ser positiva y la topografía negativa.

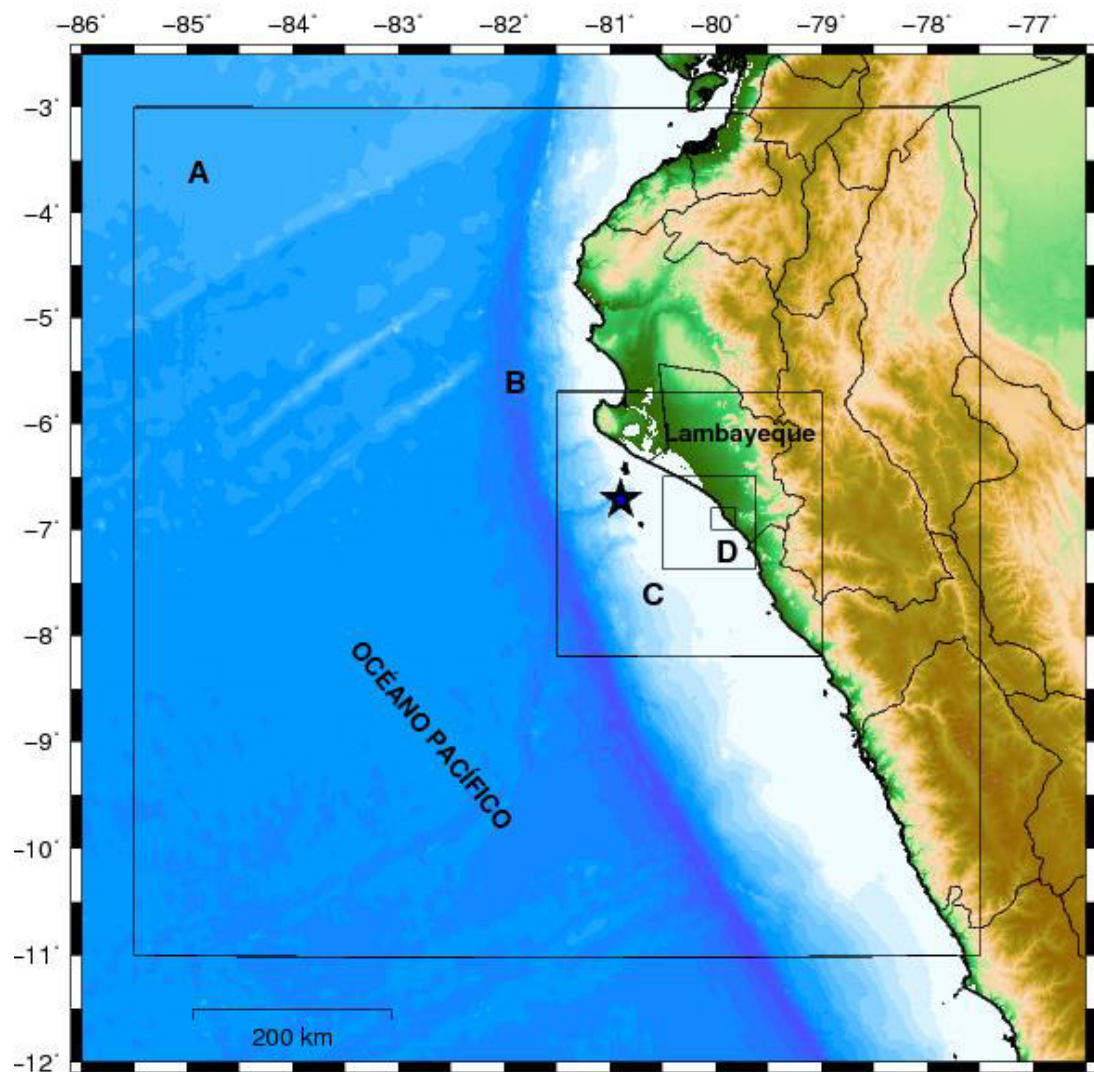


Fig. 3.1: Grillas anidadas A, B, C y D. La estrella azul representa el epicentro calculado por Pelayo y Wiens (1990).

La Figura 3.1 muestra las grillas anidadas listadas en la Tabla 3.1 en el mapa del área de estudio (zona norte del Perú), la estrella azul es el epicentro propuesto por Pelayo y Wiens (1990). La grilla computacional A se ha tomado en esas dimensiones para una mejor visualización de la propagación del maremoto. La Figura 3.2 muestra los tres mareógrafos virtuales (representados por los triángulos azul, verde y amarillo) frente a las costas de las ciudades de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten respectivamente. En esta grilla computacional D se calculará el proceso de inundación.

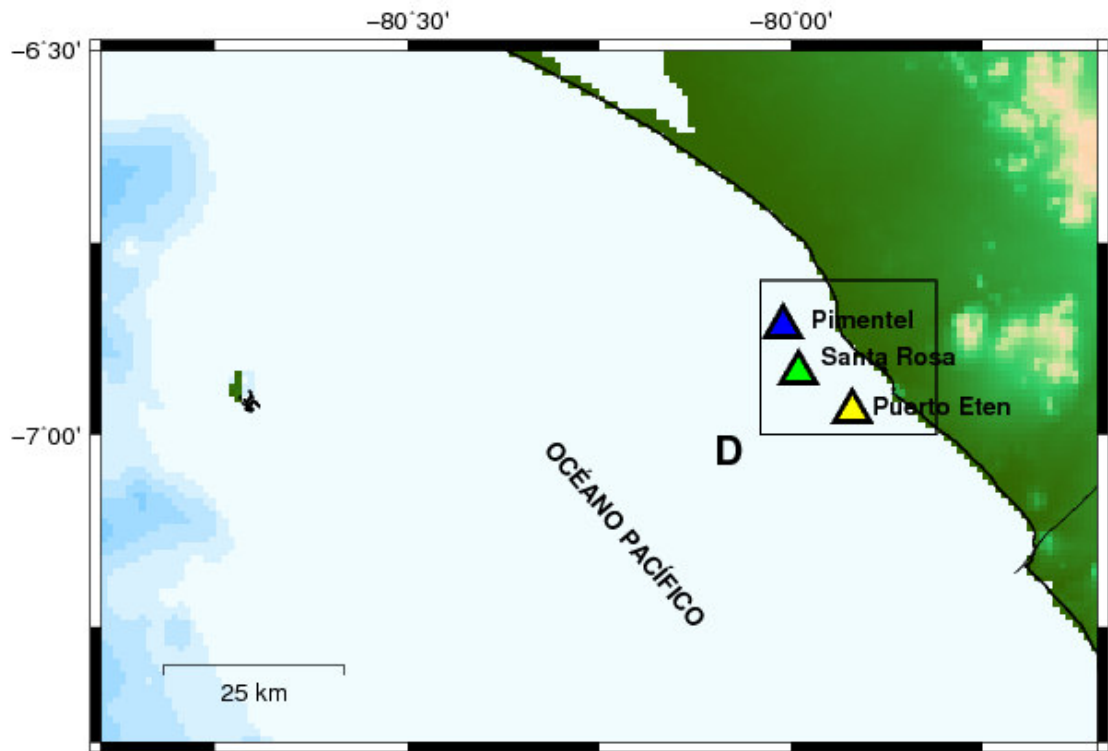


Fig. 3.2: Grilla computacional D donde se calculará la inundación. En dicha grilla se encuentra las ciudades de Pimentel (norte), Santa Rosa (Centro), Puerto Eten (Sur). Los triángulos azul, verde y amarilla representan los mareógrafos virtuales de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten respectivamente.

### 3.3 Modelado numérico para cada proceso

#### 3.3.1 Modelo de Fuente Sísmica

La deformación del fondo marino, debido a una fuente de dislocación puede ser esquematizado en la Figura 3.3:

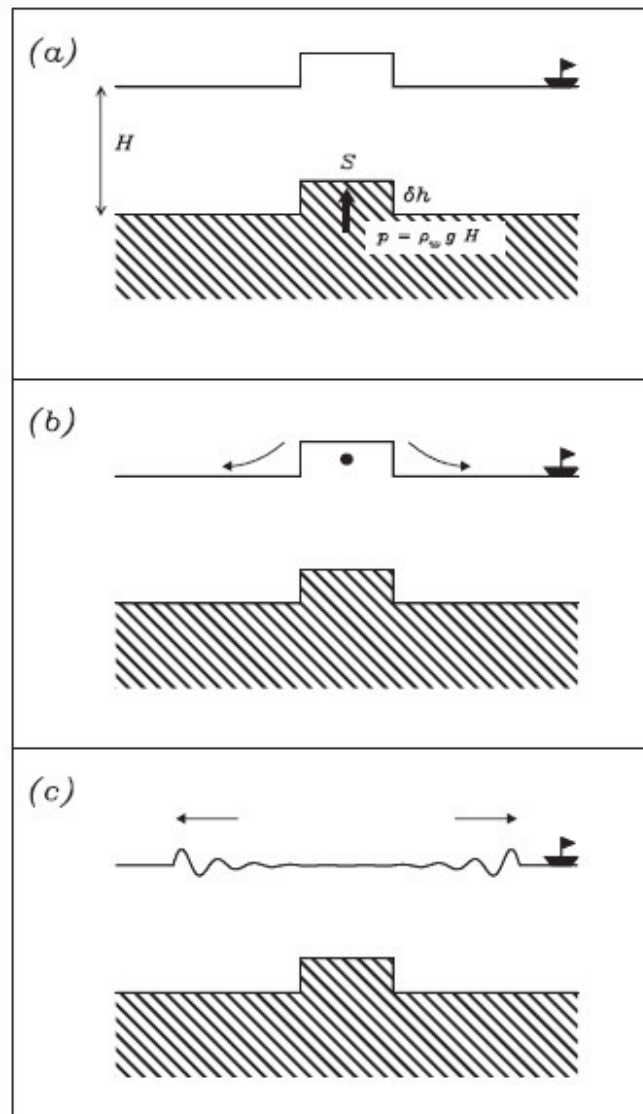


Fig. 3.3: Generación de un maremoto por una dislocación sísmica. Una porción del suelo del océano se levanta repentinamente, dando lugar a una deformación inmediata e idéntica en la superficie del océano (a). Debido a que el océano es fluido, la deformación es inestable y fluye lateralmente (b), con el centro de masa del material desplazado (punto sólido) cayendo en una cantidad  $\delta h/2$ . El cambio resultante en la energía potencial compone la energía de la ola del maremoto, que se propaga lejos de la deformación ya desaparecida (c) (Fuente Okal y Synolakis, 2003).



Considerando un levantamiento repentino de una sección del fondo oceánico de área  $S$ , moviéndose verticalmente una cantidad  $\delta h$ . El aumento de la energía potencial del océano se calcula fácilmente desplazando un volumen de agua  $S \times \delta h$  desde el fondo hasta la superficie del océano:

$$\Delta W_1 = \rho_w g S \delta h H \quad (3.1)$$

Donde  $\rho_w$  es la densidad del agua,  $H$  profundidad de la columna oceánica y  $g$  la aceleración de la gravedad. Esto también representa el trabajo de las fuerzas de presión  $\rho_w g S H$  desplazando el fondo del océano a una distancia  $\delta h$ . Debido a que el océano es un fluido no viscoso, la deformación es inestable y fluirá hacia la superficie del océano, cuyo nivel de estado estacionario permanecerá inalterado debido a la dimensión lateral muy grande de la cuenca oceánica en comparación con  $S$  (Figura 3.3a).

El centro de masa del agua desplazada, inicialmente a la altura  $\delta h/2$  sobre el fondo del océano (punto fijo en la Figura 3.3b) se transfiere a la superficie del océano a la altura  $H$ , de modo que el eventual cambio en la energía potencial es sólo:

$$\Delta W_2 = \rho_w g S \delta h (H - \delta h/2) \quad (3.2)$$

La diferencia entre (3.1) y (3.2) es la energía disponible para la oscilación gravitacional inducida por el colapso de la deformación, que es la onda del maremoto:

$$E_T = \Delta W_1 - \Delta W_2 = \frac{1}{2} \rho_w g S (\delta h)^2 \quad (3.3)$$

El principio de la generación de un maremoto es la deformación del fondo marino en la componente vertical, representado por las características de la ruptura del sismo. Para esta tesis se realizó un modelo de fuente sísmica homogénea para el sismo del 20 de noviembre de 1960 obtenida de la investigación de Pelayo y Wiens (1990). La deformación cosísmica se calculó utilizando la formulación de Okada (1992) cuyo código está en el lenguaje de programación Fortran.

N	L (km)	W (km)	H (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Slip (m)	Lat (°)	Lon (°)
1	97.7	53.2	9	360	6	100	18	-81.13	-7.17

Tabla 3.2: Parámetros de la fuente sísmica, datos por Pelayo y Wiens (1990). Las dimensiones de la geometría de ruptura (L y W) son el resultado de las ecuaciones de escalamiento propuesto por Papazachos (2004).

De acuerdo a la ecuación de Papazachos et al. (2004) para el cálculo de la longitud de la geometría (L) para una fuente sísmica en zona de subducción, la desviación estándar es de 0.18, el valor de la magnitud momento (Mw) según Pelayo y Wiens (1990) es de 7.6 Mw. De acuerdo a las relaciones empíricas para zonas de subducción que relacionan las dimensiones de la fuente con la magnitud se tiene las dimensiones mostradas en la Tabla 3.2. El momento sísmico escalar es  $M_o = 3.16 \times 10^{20} \text{ N} \times \text{m}$ . Utilizando la definición del momento sísmico escalar (Aki, 1966):

$$M_o = \mu LWU \quad (3.4)$$

El modelo preferido se fija con un slip o dislocación de 18 m, para lo cual se obtiene un coeficiente de rigidez promedio del nivel medio elástico de  $\mu = 0.338 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ , tomando los datos de la Tabla 3.2 para la geometría de la ruptura para el terremoto del 20 de noviembre de 1960.

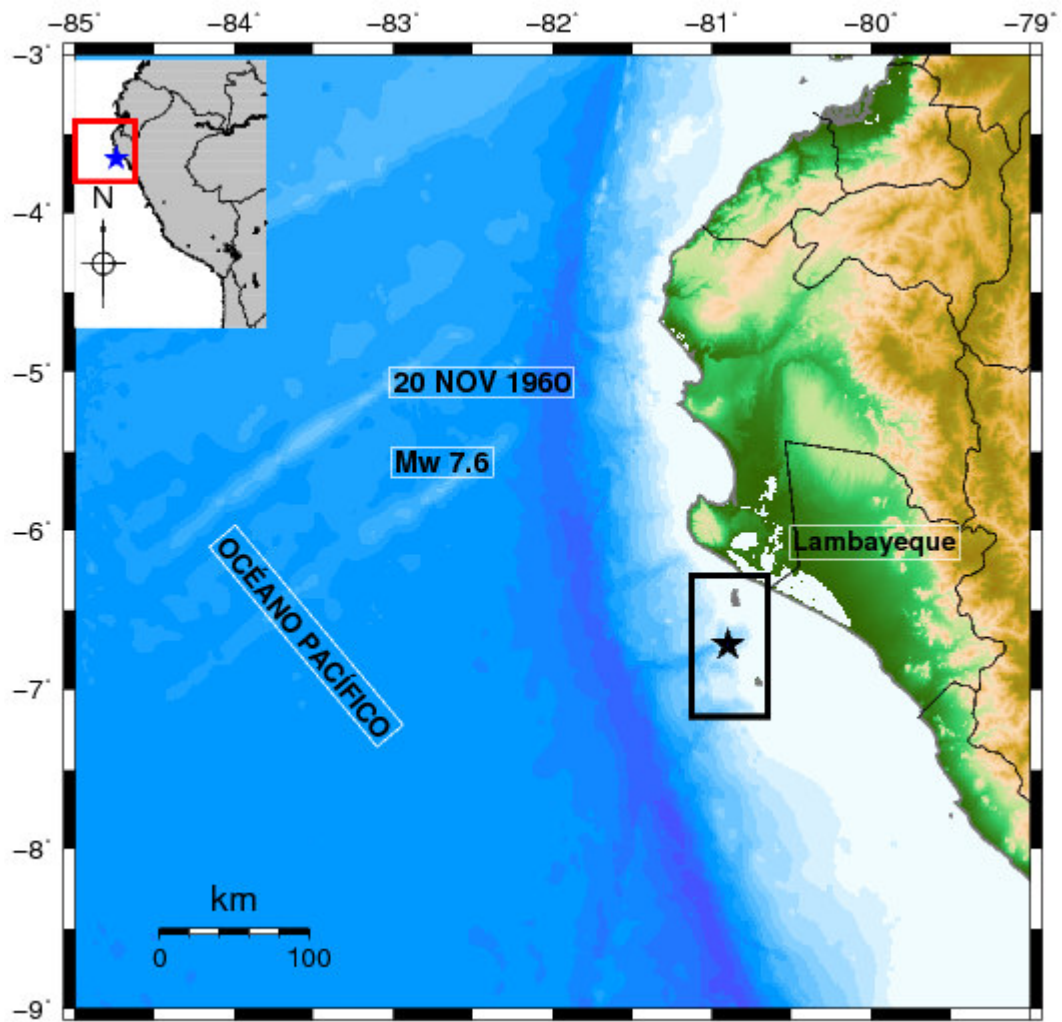


Fig. 3.4: Modelo de fuente sísmica homogénea. La estrella representa el epicentro del evento sísmico del 20 de noviembre de 1960.

La deformación cosísmica debido al modelo de fuente sísmica es la condición inicial del proceso de propagación del maremoto. Para empezar a modelar numéricamente la propagación del maremoto utilizando las ecuaciones de la teoría lineal para aguas someras, se necesita determinar el modelo de fuente sísmica. Un maremoto genera una variación súbita del nivel del mar y es registrado en los mareógrafos. El modelo numérico de simulación de maremotos TUNAMI no toma en cuenta las señales correspondientes a las mareas oceánicas o el efecto terrestre generado por la atracción gravitatoria entre la Tierra, el Sol y la Luna, tampoco toma en cuenta el oleaje generado por los vientos (Jiménez, 2015).

La Figura 3.4 muestra una fuente homogénea, vertical en dirección N-S con una dislocación de 18 m, la estrella negra indica el epicentro.

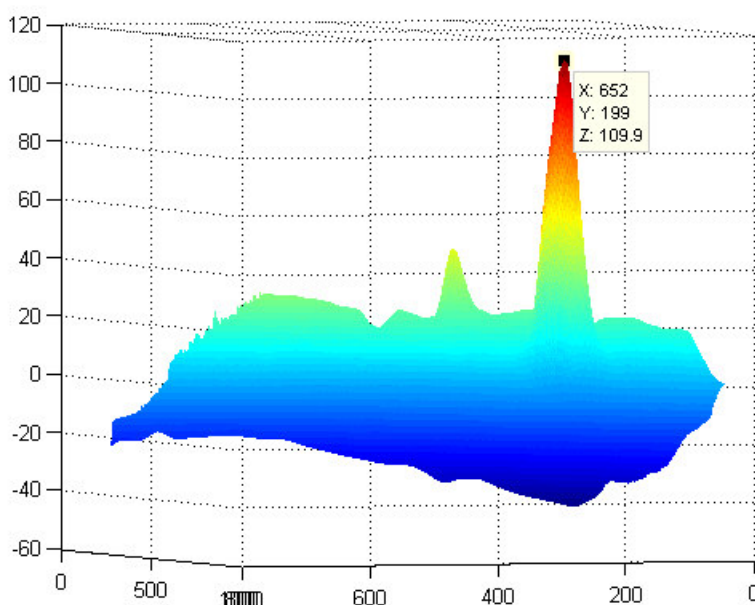


Fig. 3.5: Modelo digital de elevación, de la grilla D, se observa el punto más elevado que es la zona del Cerro Campana a 110 msnm, ubicada al sur de Puerto Eten, se puede considerar como zona de refugio ante un futuro evento sísmico.

### 3.3.1.1 Corrección de la grilla computacional D

Algunas correcciones que se deben realizar dentro de la grilla D son las ondulaciones obtenidas debido al Modelo Digital de Elevación, estas ondulaciones generan errores en el cálculo de la inundación de la zona en estudio, por ello, se aplica el método de Promedio del Vecino más cercano para alisar estas ondulaciones, método aplicado utilizando Matlab mediante un programa, para luego obtener un Modelo Digital de Elevación filtrado para el cálculo de la inundación. Este método del Promedio de Vecino más cercano mide la distancia entre cada centroide y la ubicación del centroide de su vecino más cercano y calcula el promedio de todos los valores del pixel o elemento de la matriz de vecinos más próximos (Ebdon, 1982).

$i-1, j+1$	$i, j+1$	$i+1, j+1$
$i-1, j$	$i, j$	$i+1, j$
$i-1, j-1$	$i, j-1$	$i+1, j-1$

Fig. 3.6: Modelo geométrico para calcular el promedio del vecino más cercano para alisar la topografía.

La ecuación que define el método de filtrado usado es el siguiente:

$$b(i, j) = \frac{a(i-1, j) + a(i, j) + a(i+1, j) + a(i, j+1) + a(i, j-1) + a(i-1, j+1) + a(i+1, j+1) + a(i-1, j-1) + a(i+1, j-1)}{9} \quad (3.4)$$

Donde a y b son matrices,  $a(i, j)$ ,  $b(i, j)$ , etc. son los elementos de la matriz y los índices i, j son la posición dentro de la grilla. El índice i varía de 2 hasta un valor m-1 y el índice j varía de 2 hasta un valor n-1, para no promediar con los bordes lejanos a la vecindad, los valores de m y n son las dimensiones de la matriz, longitud de la fila y la columna respectivamente.

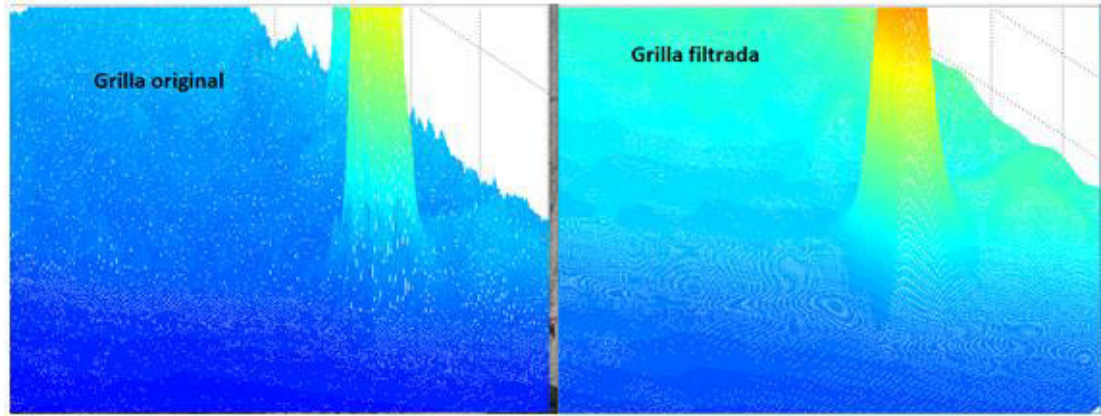


Fig. 3.7: Porción de la grilla original y filtrada.

### 3.3.2 Simulación de la propagación e inundación del maremoto

Para modelar la propagación del maremoto se utilizó, como condición inicial, la deformación cosísmica producida por la fuente sísmica; el algoritmo numérico desarrollado por Koshimura (2009) trabaja con las ecuaciones de la teoría lineal para aguas someras dentro de las grillas establecidas (A, B, C) y en su forma no-lineal para la grilla D, donde se resuelve las ecuaciones de masa y momentum lineal discretizados por el esquema escalonado de diferencias finitas llamado “salto de rana”. El tiempo total que duró la simulación numérica fue de 3 horas, se usó el compilador Intel Fortran dentro de la plataforma Linux Ubuntu versión 16.04 LTS. Los valores numéricos del paso de tiempo para el proceso computacional obtenidos para la grilla computacional fueron  $\Delta t_a = 1.84$  s,  $\Delta t_b = 0.62$  s,  $\Delta t_c = 1.31$  s,  $\Delta t_d = 0.80$  s. El paso de tiempo para el proceso computacional usado en el modelamiento numérico en esta tesis fue de 0.25 s cumpliendo con las condiciones de estabilidad Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) (Courant et al., 1957) dado por la ecuación 3.5:

$$CFL = c \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (3.5)$$

Donde  $\Delta t$  es el intervalo de tiempo en cada paso computacional,  $\Delta x$  es la resolución espacial de cada grilla,  $c = \sqrt{2gH_{max}}$  es la velocidad de propagación de la onda,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $H_{max}$  es la máxima profundidad de cada grilla. La velocidad computacional no debe ser mayor que la velocidad de la propagación de la onda física del evento modelado.

Teóricamente, el valor del coeficiente CFL debe ser menor o igual a 1, físicamente en un intervalo de tiempo computacional ( $\Delta t$ ) la onda no debe propagarse una distancia mayor que la resolución espacial de la grilla  $\Delta x$ . En conclusión, se debe considerar valores menores o iguales a 0.7 para evitar el riesgo de inestabilidad en el límite (Ortiz, 2006).

Los resultados obtenidos son matrices en formato texto (.txt) que representan físicamente la altura de la ola y el campo de velocidades; para obtener el área de inundación seguimos el procedimiento de pasarlo a formato ráster y de ráster a kmz, para finalmente ser visualizado en el Google-Earth (<https://www.google.com.pe/intl/es/earth/>)

## **Capítulo 4: Resultados de la simulación numérica**

Después de procesar el modelo numérico de simulación para cada una de las zonas descritas dentro de la grilla computacional D, se obtuvo resultados para el cálculo de la máxima altura de la ola en la línea de costa (Figura 4.2) y el tiempo de arribo de la primera ola para cada zona según los mareogramas virtuales (Figura 4.3), los cuales se muestran en las Tablas 4.1 y 4.2 respectivamente. Según los testimonios históricos, la máxima altura de la ola en el maremoto de 1960 fue de 9 m en la zona de Pimentel y Puerto Eten, según el presente trabajo dicha altura es de 9 m para Pimentel y 6 m para Puerto Eten. Validando, en cierta forma, la aplicación de modelo numérico. Como parte de los resultados, también se han obtenido los mapas de inundación para cada una de las zonas dentro de la grilla computacional D (Figuras 4.4 al 4.11). Estos resultados nos ayudan a trabajar programas de prevención de riesgos y desastres, junto con el gobierno local y la población como también para futuros trabajos de ampliación en zonas aledañas costeras a la zona de estudio donde también existe grandes probabilidades de inundación ante próximos eventos sísmicos de la misma naturaleza. A continuación, se muestran los resultados obtenidos para cada proceso (generación, propagación e inundación).

### **4.1 Resultados del proceso de Generación**

Los maremotos son generados por terremotos, aunque algunas veces pueden ser producidos por erupciones volcánicas submarinas, deslizamientos en el relieve del fondo del mar o el impacto de un meteorito (González et al., 2011). En consecuencia, se encuentra mayor información sobre maremotos generados por sismos, por lo que es relevante tener en cuenta que los terremotos suelen producirse por subducción, proceso



en el cual una placa se sumerge bajo la otra, produciendo una liberación de energía. En las regiones donde ocurre el fenómeno de subducción, suelen ser aquellos donde se generan los terremotos de mayor magnitud de la Tierra (Salazar, 2013).

Utilizamos la formulación de Okada (1992) para calcular la deformación cosísmica en base a los parámetros de la fuente homogénea propuesta por Pelayo y Wiens (1990) mostrados en la Tabla 3.2. La formulación de Okada calcula la solución analítica para la deformación inicial de la superficie libre del mar debido a fallas por cizallamiento y tracción en un espacio semi-elástico, la cual representa una condición inicial del modelo numérico. El valor máximo de la deformación vertical es 7 m como levantamiento cosísmico y el valor mínimo es de -3 m como subsidencia cosísmica (Figura 4.1).

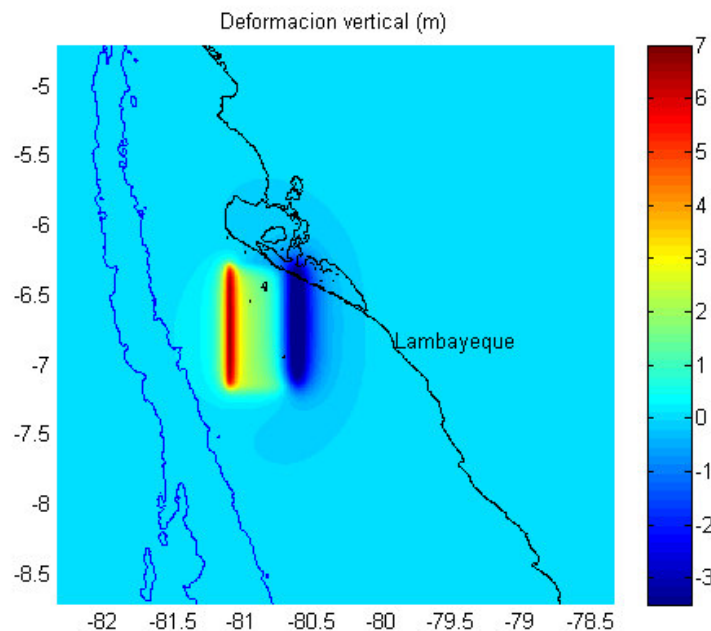


Fig. 4.1: Deformación cosísmica vertical del fondo marino, condición inicial para la generación del maremoto. Se muestra los valores máximos en rojo para el levantamiento cosísmico y mínimos en azul para la subsidencia.

## 4.2 Resultados del proceso de Propagación

Se ha obtenido los valores máximos de altura de las olas y los mareogramas virtuales para Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten.

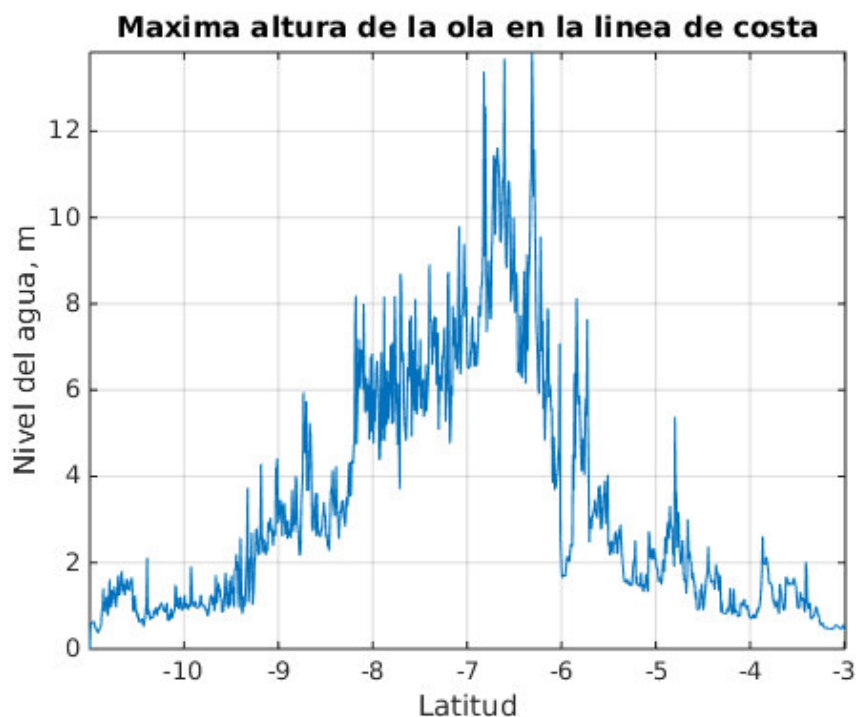


Fig. 4.2: Máximas alturas de la ola en la línea de costa obtenida por simulación numérica para el modelo de propagación lineal.

La Figura 4.2 muestra olas superiores a 10 metros entre los  $-7^{\circ}$  a  $-6^{\circ}$  latitud sur que corresponden al desierto de Sechura-Piura al norte y en las costas de la ciudad de Puerto Eten al sur. La propagación de las olas en el área estudiada para la grilla computacional D se va atenuando tanto hacia el sur de Ancash y al norte de Tumbes con valores menores a 2 metros.

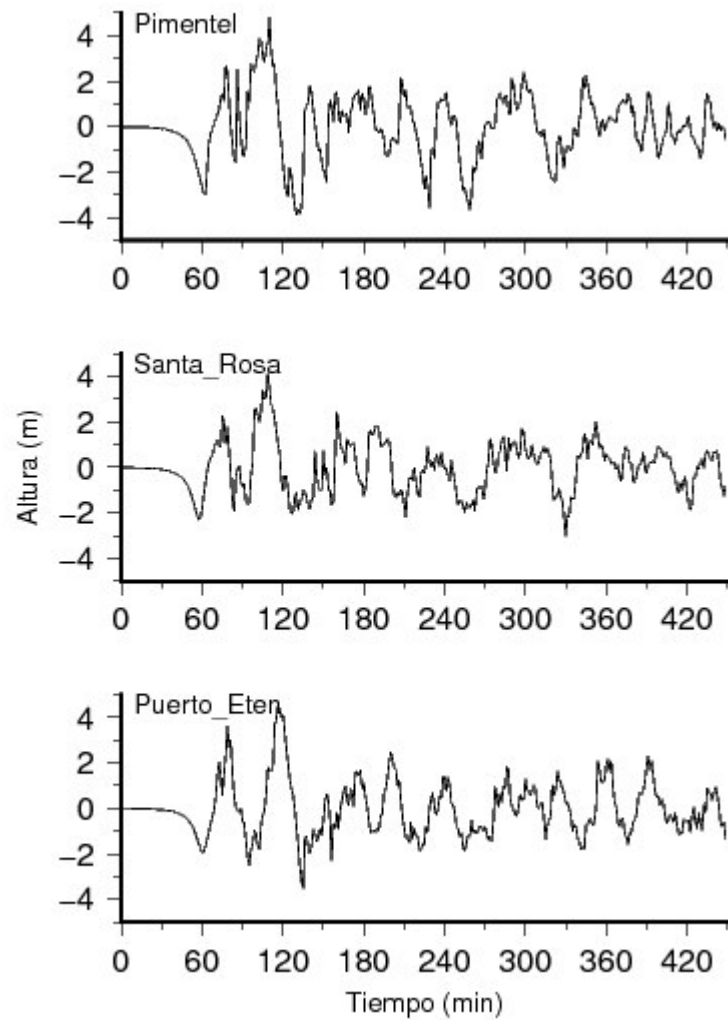


Fig. 4.3: Mareogramas virtuales obtenidos por simulación numérica en los balnearios de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten. Se observa un retiro del mar (onda negativa) previo a la inundación.

Mareógrafos virtuales	Latitud (°)	Longitud (°)	Tiempo de arribo (min)
Pimentel	-6.839	-79.97	30
Santa Rosa	-6.887	-79.96	35
Puerto Eten	-6.950	-79.89	40

Tabla 4.1 Ubicación de los mareógrafos virtuales y tiempo de arribo de la primera onda negativa (en el orden de minutos).

La determinación de la altura de la ola en la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos como la pendiente del fondo marino, las características de las ondas en mar abierto, la batimetría, la dispersión, la reflexión, las lagunas costeras y estuarios. Estos factores determinan la complejidad del arribo del maremoto a la línea de costa (Jiménez, 2015).

Físicamente el cálculo de la altura de la ola está basado en la integración de las ecuaciones hidrodinámicas de continuidad, de conservación del momentum lineal, de conservación de la energía y del equilibrio hidrostático aplicado al modelo digital de elevación siendo la condición inicial la deformación del lecho marino producido por el maremoto (Jiménez, 2015).

A partir de los mareogramas virtuales de la Figura 4.3, se puede deducir los siguientes resultados:

Se observa el comportamiento del mar durante aproximadamente 7.5 horas (450 minutos) en los mareogramas virtuales de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten. Se observa una onda negativa que implica un retiro del mar para cada mareograma previo a la inundación, es un descenso del nivel del mar alrededor de -3.02 m para Pimentel, -2.28 m para Santa Rosa y -1.93 m para Puerto Eten. Para Pimentel la onda dejar de ser negativa (altura igual a 0 metros) a los 68 minutos, para Santa Rosa la onda deja de ser negativa a los 64 minutos y para Puerto Eten la onda deja de ser negativa a los 69 minutos.

El máximo descenso del nivel del mar se produce a los 130 minutos con -3.88 m para Pimentel, para Santa Rosa la máxima regresión del nivel del mar se produce a los 330 minutos con -3.04 m y para Puerto Eten la máxima regresión del nivel del mar se produce a los 135 minutos con -3.51 m.

### 4.3 Resultados del proceso de Inundación

Las áreas de inundación por maremoto muestran zonas potencialmente en peligro de inundación debido a terremotos maremotogénicos (generador de maremoto). El proceso de inundación se calcula en la grilla computacional D. A continuación, se muestra los resultados del proceso de inundación de manera general por cada zona (Figuras 4.4 y 4.5).

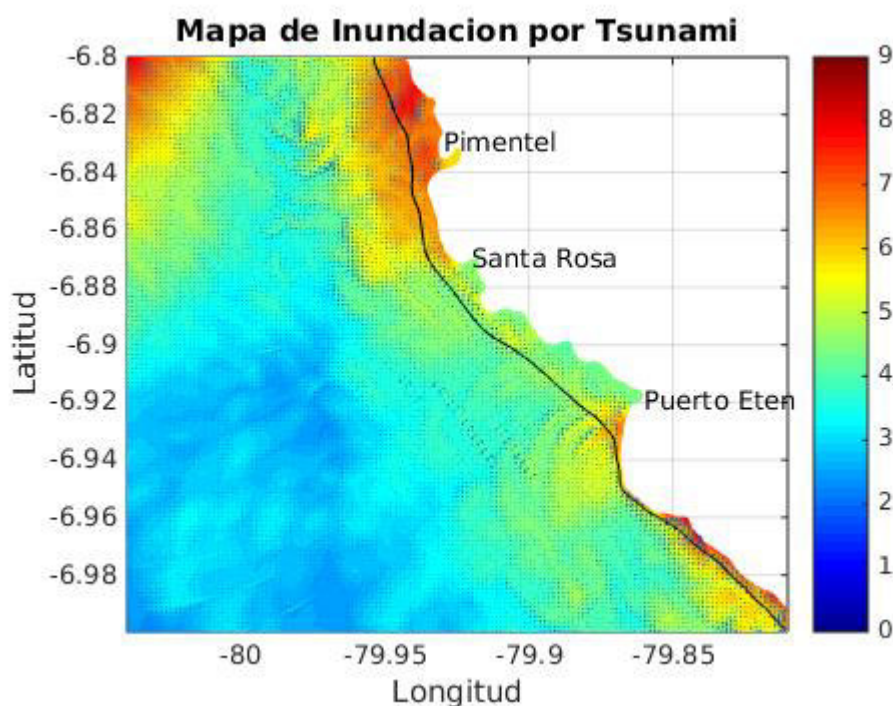


Fig. 4.4: Mapa de inundación para la región costera de Lambayeque, considerando los tres balnearios de estudio mencionadas en la presente tesis. La escala de colores indica la altura de la ola con respecto al nivel medio del mar en metros.

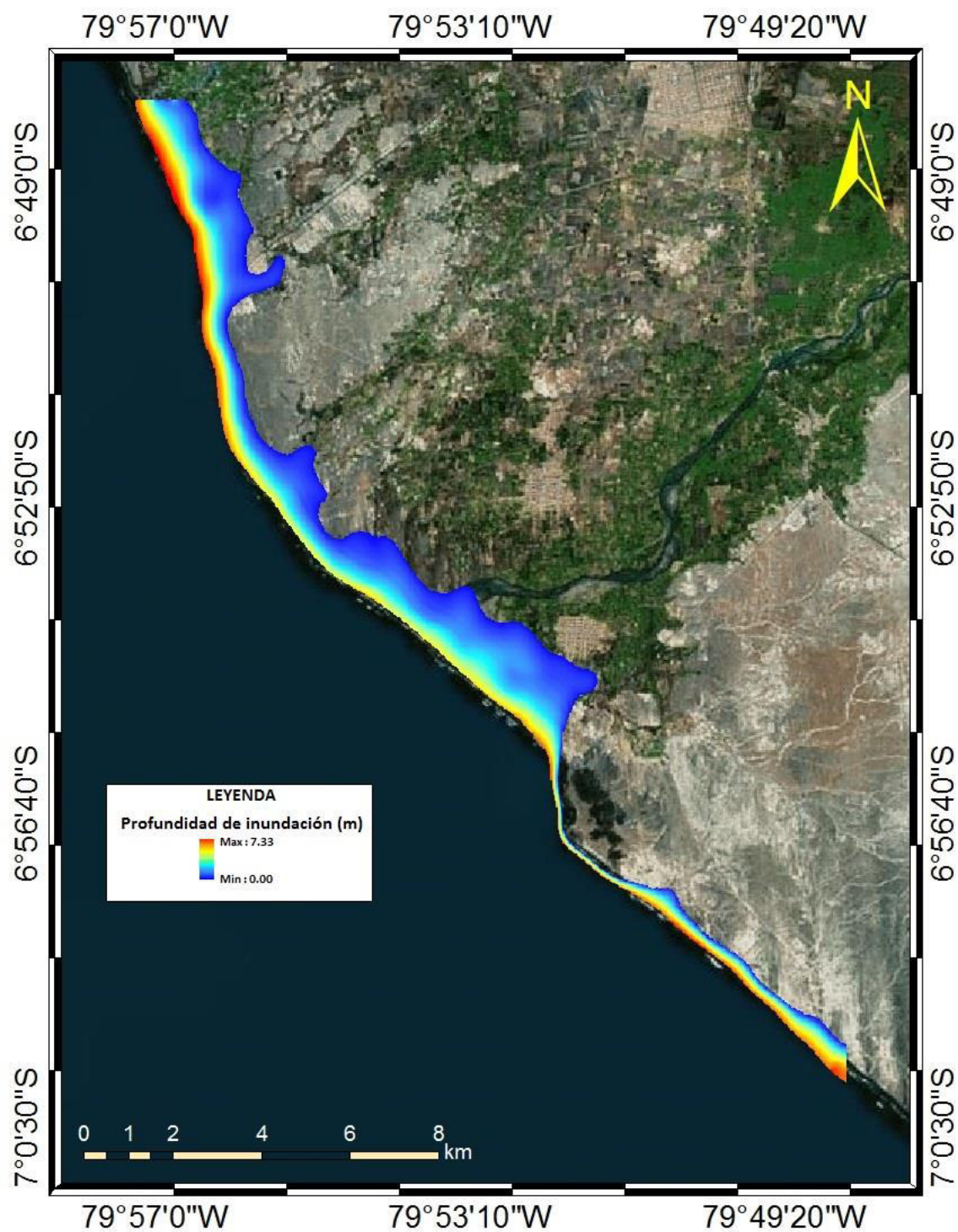


Fig. 4.5: Imagen satelital del área de estudio en el cual se muestra el área de inundación total, desde el norte de Pimentel hasta el Sur de Puerto Eten. Las imágenes satelitales pertenecen al satélite CNES/Astrium y Terra Metrics (2016)



#### 4.3.1 Zona de Pimentel

Según la Figura 4.3, la máxima altura del maremoto en las costas de Pimentel fue de 4.82 m a los 110 minutos de ocurrido el sismo. El muelle de Pimentel es una zona turística y pesquera, la ciudad se encuentra a una distancia de 60 m de distancia de la línea de costa y está entre los 4-6 msnm. El Malecón Seoane está a unos 90 m de la línea de costa sería barrida por el maremoto, el cruce de la avenida Santa Rosa de Lima y la calle José Quiñones son vías para la inundación del maremoto. La ruta de evacuación sería la avenida Santa Rosa de Lima camino hacia la ciudad de Chiclayo.

La Figura 4.6 muestra una mayor inundación hacia la zona norte de Pimentel donde la altitud disminuye rumbo a la ciudad de San José, esa zona tiene una topografía muy plana y tiene una altitud de 4 msnm.

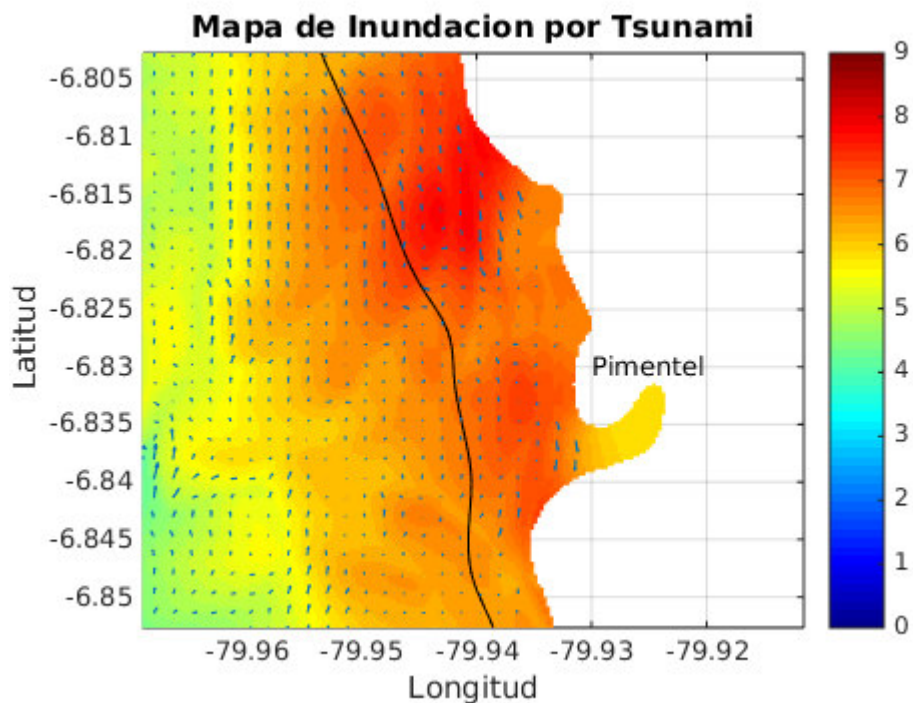


Fig. 4.6: Mapa de inundación para la zona de Pimentel. La paleta de colores muestra la altura de la inundación en metros.

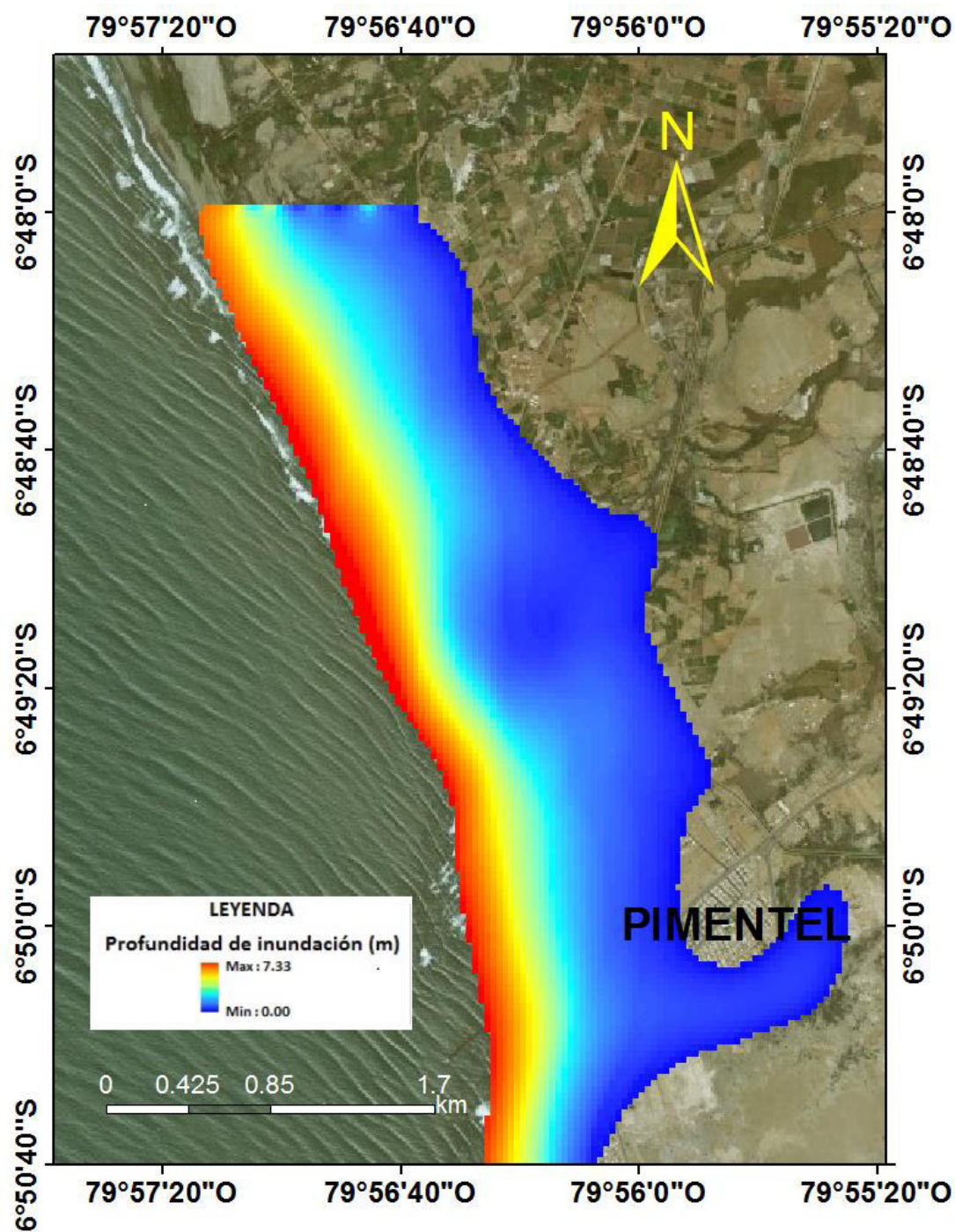


Fig. 4.7: Imagen satelital de la zona de Pimentel, donde se muestra la inundación.



#### 4.3.2 Zona de Santa Rosa

Según la Figura 4.3, la máxima altura del maremoto en las costas de Santa Rosa fue de 4.20 m, la ciudad está a unos 5-7 msnm. A unos 60 m de la playa está el cruce de las avenidas principales Venezuela y Mariscal Castilla, de alto peligro por la inundación del maremoto. La ruta de evacuación es la conexión de la avenida Venezuela con la avenida Carlos O' Neill Conroy camino hacia la ciudad de Monsefú.

La Figura 4.8 muestra una mayor inundación hacia el sur de Santa Rosa, camino hacia la ciudad de Eten. La Figura 4.9 muestra la inundación durante la propagación del maremoto en la ciudad y las afueras, la mínima inundación en la zona de Santa Rosa esta hacia el sur con 0.58 km indicado con la flecha negra (Figura 4.8).

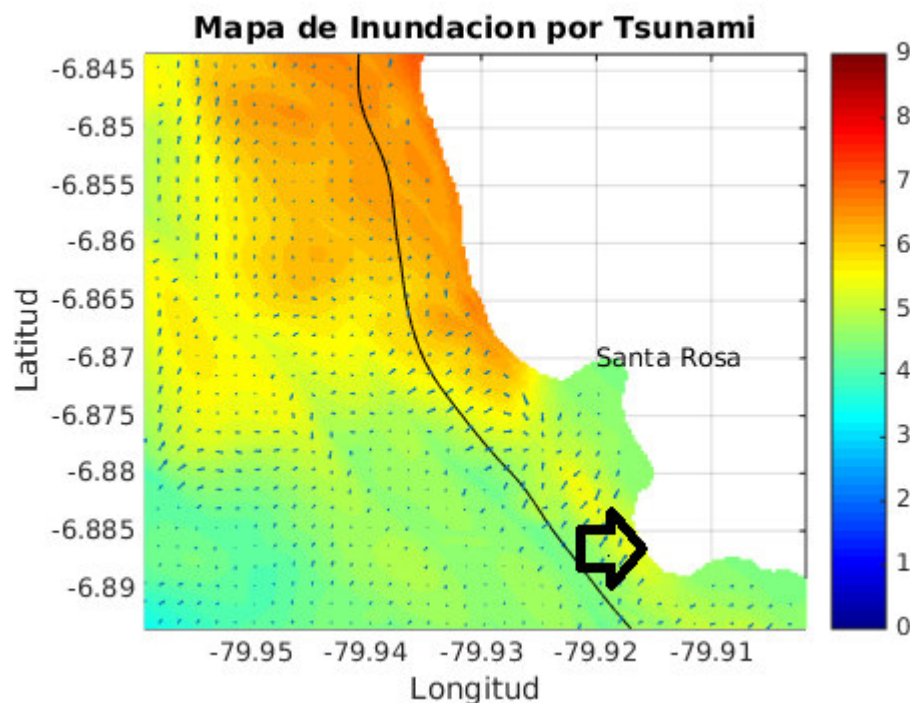


Fig. 4.8: Mapa de inundación para la zona de Santa Rosa. La paleta de colores muestra la altura de la inundación en metros. La flecha negra indica el lugar de la mínima inundación en la zona de Santa Rosa.

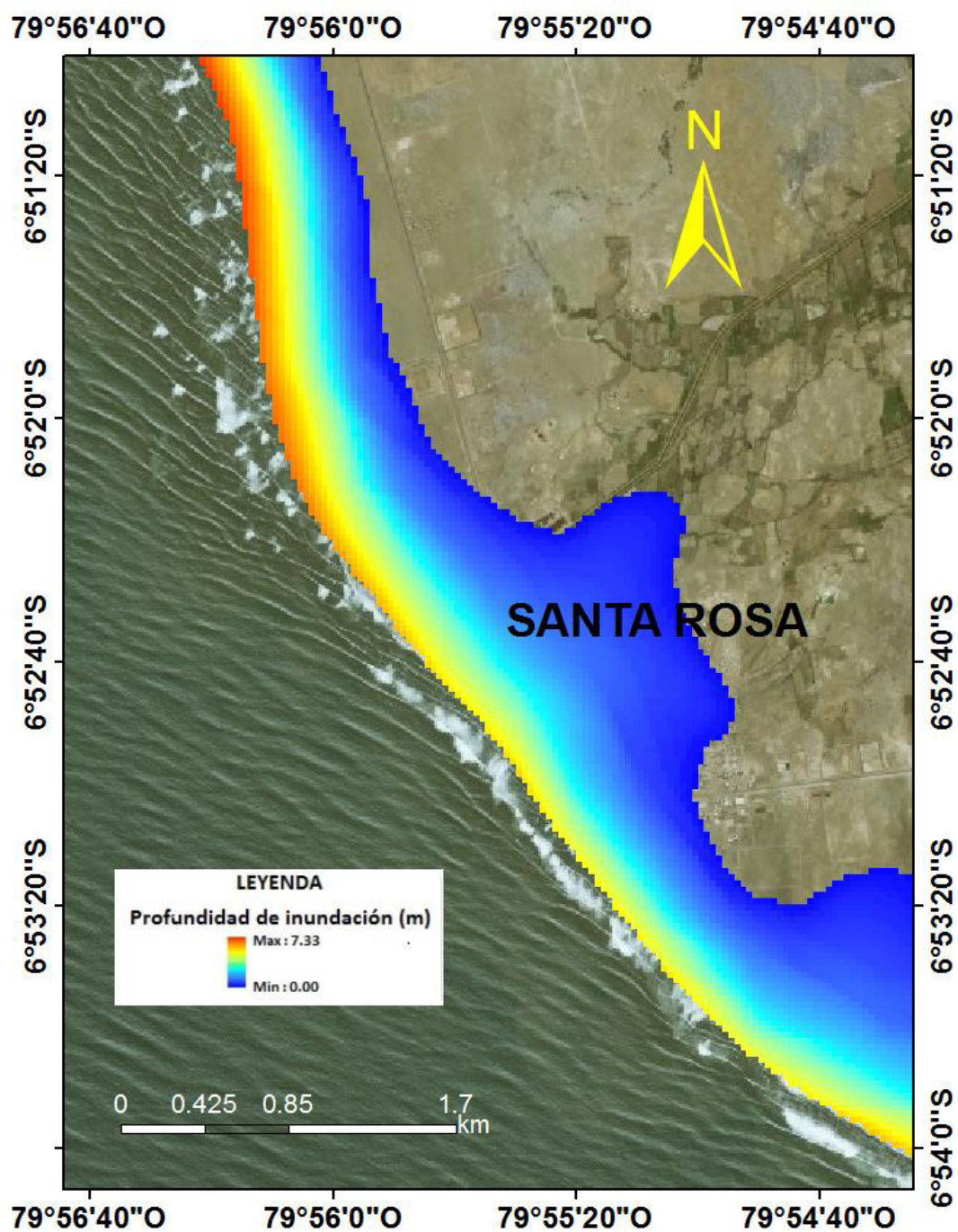


Fig. 4.9: Imagen satelital de la zona de Santa Rosa, donde se muestra la zona de inundación por maremoto.

### 4.3.3 Zona de Puerto Eten

Según la Figura 4.3, la máxima altura del maremoto en las costas de Puerto Eten fue de 4.51 m. El muelle de Puerto Eten, con actividad pesquera y con presencia de acantilados, sirve de barrera ante una posible inundación por maremoto, estos acantilados están entre los 8-11 msnm. Mientras nos dirigimos hacia el norte de la ciudad de Puerto Eten siguiendo la línea de costa disminuye la altitud hasta los 4 m, es probable que la inundación de la ciudad se halla iniciado por las calles García y García, Alfonso Ugarte y Diego Ferre que están entre los 4-5 msnm, la ciudad está aproximadamente a 100 de la línea de costa. La ruta de evacuación sería la avenida Sáenz Peña hacia la ciudad de Monsefú y la avenida que está por la comisaría de Puerto Eten hacia la Panamericana Norte. Camino hacia Puerto Eten la avenida Sáenz Peña fue inundada alrededor de 1.5 km.

La Figura 4.10 muestra una mayor inundación de la playa Eten con 3 msnm al norte de los acantilados y a las afueras de la ciudad de Puerto Eten. La Figura 4.11 muestra que al sur de Puerto Eten la inundación es mínima debido al cerro La Campana (116 msnm) lugar que funciona como atenuante a la inundación por dicha zona, así mismo al sur de Puerto Eten se encuentran los acantilados que están entre 11-13 msnm.

La Figura 4.10 muestra entre las latitudes -6.925 a -6.940 una mayor altura de inundación entre los valores de 7 a 8 metros, y por consecuencia daño en la costa de la ciudad de Puerto Eten, esa altura de inundación se va atenuando o disminuyendo hacia el norte costero pues entre las latitudes -6.920 a -6.905 la altura de inundación tiene valores entre los 4 a 5 metros. La altura de inundación va aumentando camino hacia la ciudad de Santa Rosa pues entre esta ciudad y Puerto Eten hay zonas que están a 2 msnm.

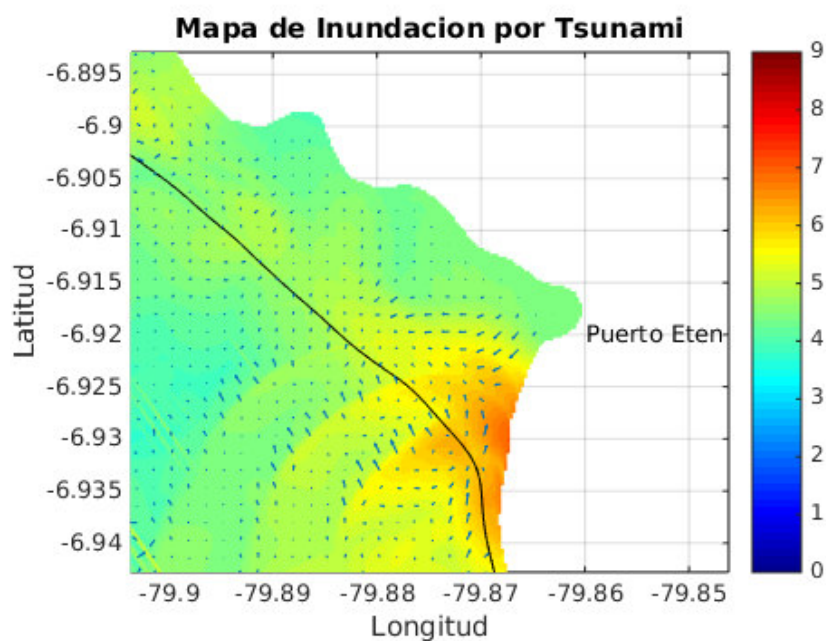


Fig. 4.10: Mapa de inundación para la zona de Puerto Eten. La paleta de colores muestra la altura de la inundación en metros.

Localidad	Máxima distancia de inundación (km)	Altura respecto al nivel del mar (msnm)
Pimentel	1.86	9
Santa Rosa	1.66	4
Puerto Eten	1.37	6

Tabla 4.2: Tabla de la distancias horizontales y altura respecto al nivel del mar de cada ciudad en estudio.

Unas características adicionales de este maremoto en Lambayeque para resaltar es la siguiente:

- Camino hacia la ciudad de Monsefú la distancia horizontal de inundación fue de 1.6 km, Lorenzo Fenco, testigo presencial, del evento menciona que el agua llegó a medio camino de la ciudad de Monsefú (Jorge bravo UNMSM, comunicación personal).



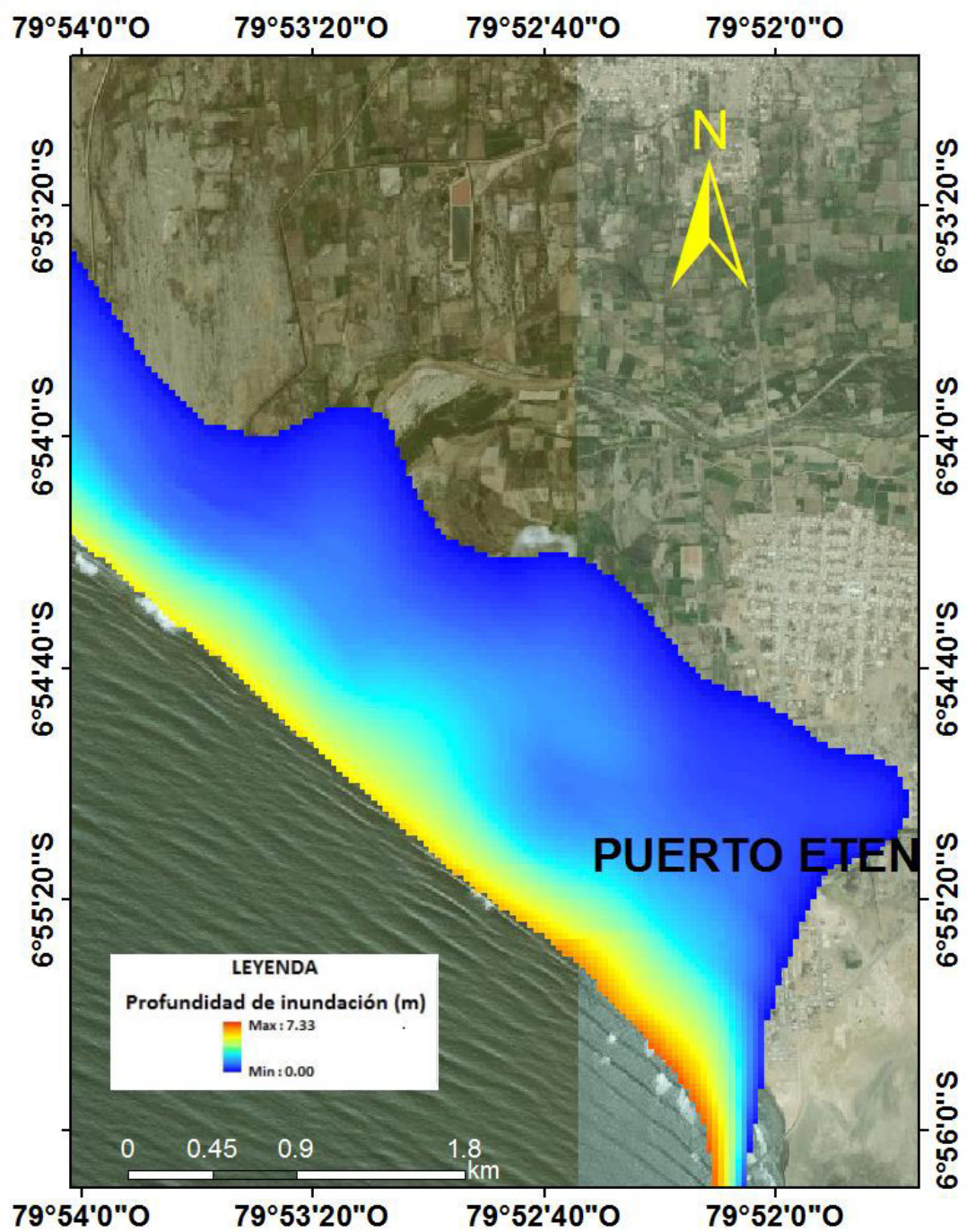


Fig. 4.11: Imagen satelital de la zona de Puerto Eten, donde se muestra la inundación.

## Capítulo 5: Conclusiones

### 5.1 Conclusiones

- Se ha realizado la simulación de la dinámica del maremoto de Lambayeque 1960 ( $M_w = 7.6$ ) para los procesos de generación, propagación e inundación usando modelado numérico.
- El sismo ocurrió cerca a la fosa, en la zona considerada como prisma de acreción (cuña de las placas tectónicas a consecuencia de los residuos debido al rozamiento entre la placa continental y la de Nazca).
- Las alturas y tiempos de arribo pueden ser obtenidos a partir de los mareogramas virtuales. La máxima altura de la ola fue de 4.82 m cerca de las costas de Pimentel y el tiempo de arribo fue de 30 minutos. Para Santa Rosa la máxima altura de la ola fue de 4.20 m y el tiempo de arribo de la ola fue de 35 minutos. En Puerto Eten la máxima altura de la ola fue de 4.51 m y el tiempo de arribo fue de 40 minutos.
- Una zona de refugio para los pobladores de Puerto Eten es el Cerro La Campana con una altura máxima de 116 msnm.
- Camino hacia la ciudad de Monsefú la distancia horizontal del área de inundación fue de 1.65 km, los testimonios indican que los pobladores

de aquel tiempo observaron que la inundación llegó a medio camino a la ciudad de Monsefú que está a unos 3.56 km de la línea de costa.

- La relación entre la relación entre la dislocación y el coeficiente de rigidez está en función de la ecuación 3.4, ecuación de definición del momento sísmico escalar donde tenemos como dato el momento sísmico dado por Pelayo y Wiens (1990) y los valores de longitud y ancho de la ruptura de la fallas por las ecuaciones de escalamiento de Papazachos (2004).

## **5.2 Problemas físicos por resolver**

- El modelo numérico TUNAMI tendría un problema si quisiéramos modelar la propagación de ondas a gran escala pues no considera en sus ecuaciones el fenómeno de dispersión de ondas y el efecto de la fuerza de Coriolis.
- El modelo numérico TUNAMI (así como cualquier modelo numérico de maremotos) no tiene implementado los efectos de marea y oleaje anómalo.
- Se necesita investigar la propuesta de Gutenberg (1939), Hasegawa y Kanamori (1987) respecto a los deslizamientos submarinos provocados por los terremotos como fuente de excitación para los maremotos inusuales como el Tsunami Earthquake del 20 de noviembre de 1960. Estos estudios están relacionados en la zona llamada prisma de acreción.
- Es necesario investigar fenómenos de resonancia local en puertos de Pimentel, Santa Rosa y Puerto Eten.

### 5.3 Trabajo futuro

- La investigación del modelo de fuente sísmica mediante técnicas geodésicas actualizadas y extrapolar los resultados de deformación para el evento del 20 de noviembre de 1960.
- Estudiar la transferencia de esfuerzos mediante la metodología de Coulomb para eventos sísmicos en la zona de subducción del norte del País y observar hacia donde migran esos esfuerzos, donde se está acumulando la mayor cantidad de energía y analizar el posible Tsunami Earthquake posterior al del 20 de noviembre de 1960.
- Investigar la ocurrencia de maremotos históricos en la costa norte peruana y elaborar una base de datos para la prevención de desastres.
- Mejorar los resultados mediante un levantamiento batimétrico y topográfico actualizado de la zona de estudio.
- Investigar técnicas de inversión, combinando datos telesísmicos, geodésicos y mareográficos para obtener una óptima fuente sísmica que mejore la visualización de la dinámica real.



## **Anexo A:**

### **Catálogo de terremotos y tsunamis en el norte del Perú (1913-2015)**

En primer lugar, se muestra la Tabla A.1 con el catálogo de terremotos ocurridos en el norte del Perú ordenados cronológicamente:

<b>N°</b>	<b>Fecha</b>	<b>Coordenadas del Epicentro</b>	<b>Mw</b>	<b>Prof. (km)</b>	<b>Strike (°)</b>	<b>Dip (°)</b>	<b>Slip (°)</b>	<b>Fuente</b>
1	21/06/1937	Latitud: -8.3 Longitud: - 79.7	7.1	30.0	-	-	-	NEIC/USGS
2	12/12/1953	Latitud: -3.5 Longitud: - 80.6	7.3	25.0	-	-	-	NEIC/USGS
3	07/02/1959	Latitud: -3.8 Longitud: - 81.7	6.9	30.0	-	-	-	NEIC/USGS
4	29/08/1963	Latitud: -7.1 Longitud: - 81.4	6.6	25.0	-	-	-	NEIC/USGS
5	30/07/1968	Latitud: -7.0 Longitud: - 80.5	6.5	31.8	-	-	-	NEIC/USGS

6	10/12/1970	Latitud: -4.0 Longitud: - 80.5	7.2	25.0	-	-	-	NEIC/USGS
7	28/02/1981	Latitud: -6.4 Longitud: - 81.4	6.0	33.0	-	-	-	NEIC/USGS
8	21/08/1985	Latitud: -9.1 Longitud: - 78.9	6.5	56.9	-	-	-	NEIC/USGS
9	14/05/1987	Latitud: -6.0 Longitud: - 81.4	6.0	28.6	-	-	-	NEIC/USGS
10	20/03/1991	Latitud: -5.8 Longitud: - 80.9	6.0	35.1	-	-	-	NEIC/USGS
11	21/05/2005	Latitud: -3.3 Longitud: - 80.9	6.3	39.5	289 193	71 73	18 160	NEIC/USGS
12	24/02/2007	Latitud: -7.0 Longitud: - 80.5	6.3	24.3	332 167	16 75	76 94	NEIC/USGS
13	09/02/2009	Latitud: -6.5 Longitud: - 81.1	6.0	12.0	345 164	14 76	91 90	NEIC/USGS
14	15/02/2009	Latitud: -5.8 Longitud: - 80.9	6.0	23.6	359 168	20 70	100 86	NEIC/USGS
15	12/08/2013	Latitud: -5.4 Longitud: - 81.9	6.2	15.0	189 347	37 55	-72 - 103	NEIC/USGS
16	15/03/2014	Latitud: -5.6	6.3	30.5	209	35	110	NEIC/USGS

		Longitud: - 80.9			5	57	76	
17	28/02/1981	Latitud: -6.7 Longitud: - 82.2	6.0	40.0	340 181	40 52	74 103	Global CMT
18	05/06/1981	Latitud: -4.2 Longitud: - 80.8	5.2	40.1	338 180	44 48	74 105	Global CMT
19	19/08/1981	Latitud: -3.9 Longitud: - 80.7	5.1	39.7	93 280	38 53	84 94	Global CMT
20	27/12/1981	Latitud: -8.3 Longitud: - 80.4	5.6	22.5	343 181	16 75	73 95	Global CMT
21	29/10/1982	Latitud: -4.4 Longitud: - 80.8	5.0	22.0	357 178	30 60	89 91	Global CMT
22	15/03/1983	Latitud: -8.5 Longitud: - 79.6	5.6	26.9	253 344	79 84	-6 - 169	Global CMT
23	13/01/1984	Latitud: -3.7 Longitud: - 78.4	5.7	115.6	334 97	39 66	-40 - 122	Global CMT
24	17/01/1984	Latitud: -3.7 Longitud: - 81.8	5.5	13.4	303 139	45 47	78 101	Global CMT
25	13/05/1984	Latitud: -4.2 Longitud: - 81.0	5.0	20.5	108 298	28 62	81 95	Global CMT
26	26/07/1985	Latitud: -5.44	5.3	25.1	161 351	31 59	82 95	Global CMT

		Longitud: - 78.9						
27	21/08/1985	Latitud: -8.9 Longitud: - 78.8	6.3	68.2	43 155	16 84	-23 - 105	Global CMT
28	14/05/1987	Latitud: -5.84 Longitud: - 82.1	5.9	15.0	355 170	22 68	95 88	Global CMT
29	27/09/1987	Latitud: -6.7 Longitud: - 81.7	5.5	15.0	347 156	17 74	101 87	Global CMT
30	31/10/1987	Latitud: -7.1 Longitud: - 80.7	5.8	22.1	341 169	20 70	82 93	Global CMT
31	09/09/1988	Latitud: -7.3 Longitud: - 81.7	5.5	15.0	149 334	34 56	-94 -87	Global CMT
32	20/03/1991	Latitud: -5.94 Longitud: - 80.9	6.0	18.4	13 168	14 77	114 84	Global CMT
33	30/11/1995	Latitud: -6.3 Longitud: - 82.1	5.5	15.0	164 346	33 57	-91 -89	Global CMT
34	15/08/1997	Latitud: -6.2 Longitud: - 81.2	5.7	20.0	336 167	24 66	80 95	Global CMT
35	22/05/2000	Latitud: -4.11 Longitud: - 81.1	5.8	41.3	7 225	28 68	55 107	Global CMT
36	13/11/2000	Latitud: -8.4	5.8	41.4	324 169	24 68	67 100	Global CMT

		Longitud: - 80.4						
37	21/04/2001	Latitud: -6.0 Longitud: - 81.2	5.8	25.0	343 170	19 71	83 92	Global CMT
38	29/10/2005	Latitud: -8.3 Longitud: - 80.1	5.5	39.9	99 288	29 61	-98 -85	Global CMT
39	09/02/2009	Latitud: -6.79 Longitud: - 81.5	5.9	12.0	345 164	14 76	91 90	Global CMT
40	15/02/2009	Latitud: -6.0 Longitud: - 81.2	6.0	23.6	359 169	20 70	100 86	Global CMT
41	12/08/2013	Latitud: -5.5 Longitud: - 82.1	6.2	12.0	179 349	40 50	-82 -97	Global CMT
42	15/03/2014	Latitud: -5.6 Longitud: - 81.1	6.3	32.5	205 358	38 56	112 74	Global CMT
43	26/04/2015	Latitud: -8.3 Longitud: - 80.1	5.7	26.5	335 173	14 77	73 94	Global CMT

Por último, se muestra la Tabla A.2 con el catálogo de tsunamis ocurridos en el norte del Perú ordenados cronológicamente:

<b>N°</b>	<b>Fecha</b>	<b>Epicentro</b>	<b>Mw</b>	<b>Ms</b>	<b>Mo</b>	<b>Prof. (Km)</b>	<b>H. Máx.(m)</b>	<b>Fuente</b>
1	24/07/1912	Latitud: -5.6 Longitud: -80.4	-	-	-	30.0	-	IGP
2	11/03/1924	Latitud: -4.0 Longitud: -82.0	-	6.8	-	60.0	-	IGP
3	13/03/1927	Latitud: -6.0 Longitud: -81.5	-	6.0	-	-	-	IGP
4	02/10/1933	Latitud: -2.0 Longitud: -81	-	6.9	-	-	-	IGP
5	05/05/1940	Latitud: -7.0 Longitud: -80.0	-	6.0	-	-	-	IGP
6	12/12/1953	Latitud: -3.9 Longitud: -80.5	-	7.8	1.7E+22	30.0	-	IGP
7	08/08/1957	Latitud: -4.3 Longitud: -81.9	-	6.3	-	40.0	-	IGP
8	26/01/1959	Latitud: -4.5 Longitud: -82.5	-	-	-	33.0	-	IGP
9	07/02/1959	Latitud: -4.2	-	7.4	-	40.0	-	IGP

		Longitud: - 81.1						
10	11/02/1959	Latitud: -4.0 Longitud: 82.5	-	-	-	33.0	-	IGP
11	20/11/1960	Latitud: -5.6 Longitud: - 80.9	-	6.8	5.7E+22	60.0	9.0	LOC
12	29/08/1963	Latitud: -7.1 Longitud: - 81.6	7.1	6.6	1.3E+18	23.0	-	IGP
13	30/07/1968	Latitud: -6.9 Longitud: - 80.4	6.3	6.4	3.5E+20	29.6	-	IGP
14	10/12/1970	Latitud: -4.1 Longitud: - 80.7	7.1	7.2	6.7E+21	20.7	-	IGP
15	09/11/1973	Latitud: -4.0 Longitud: - 80.9	-	6.0	8.6E+19	39.4	-	IGP
16	28/02/1981	Latitud: 6.5 Longitud: - 81.4	5.6	6.3	2.7E+19	39.0	-	IGP
17	21/02/1996	Latitud: -9.7 Longitud: - 79.0	7.8	7.5	-	1.0	5.0	TNL

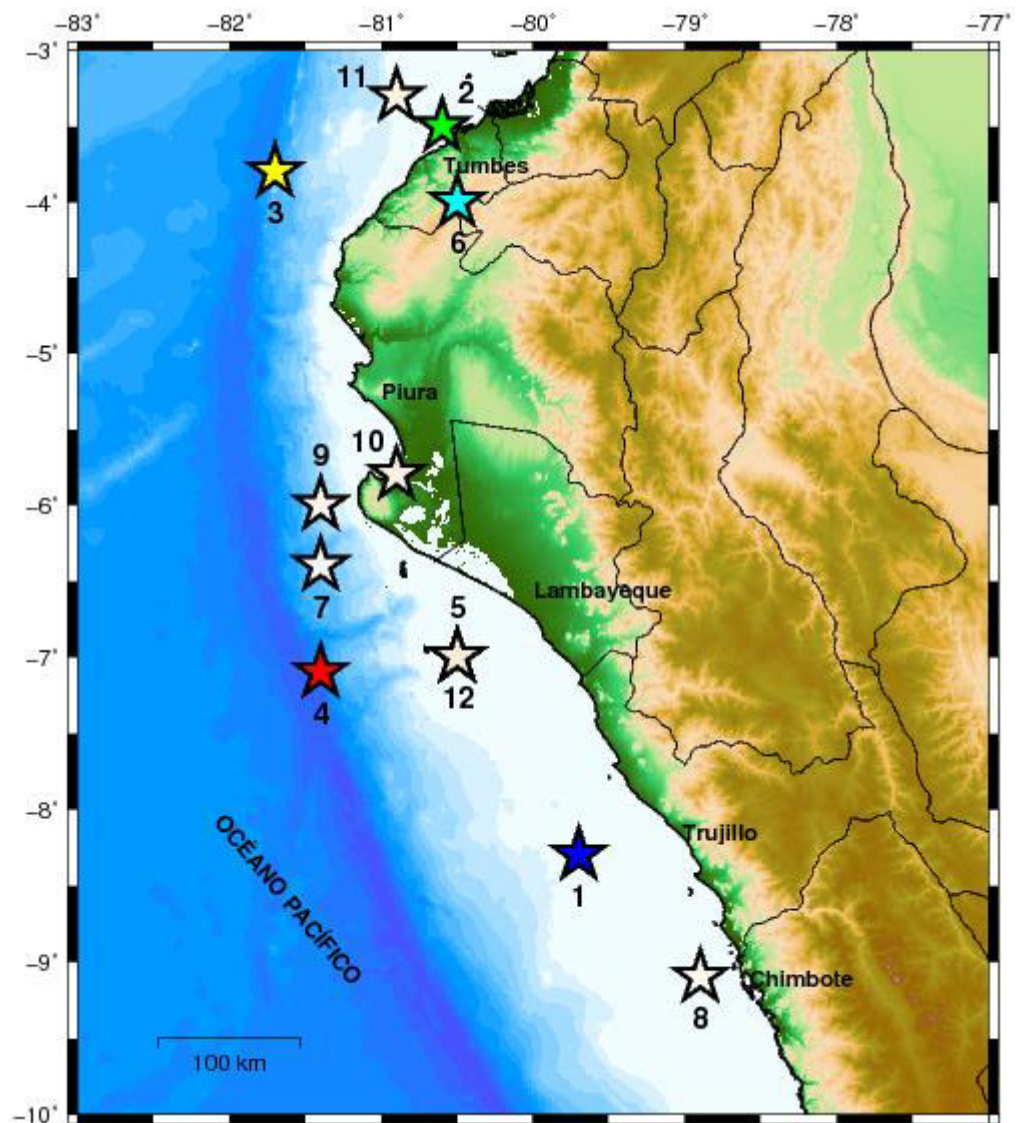


Figura A.1: Mapa de sismos de la zona norte del Perú, se muestra en números cada evento sísmico del 1 al 12 detallado en la Tabla A.1.



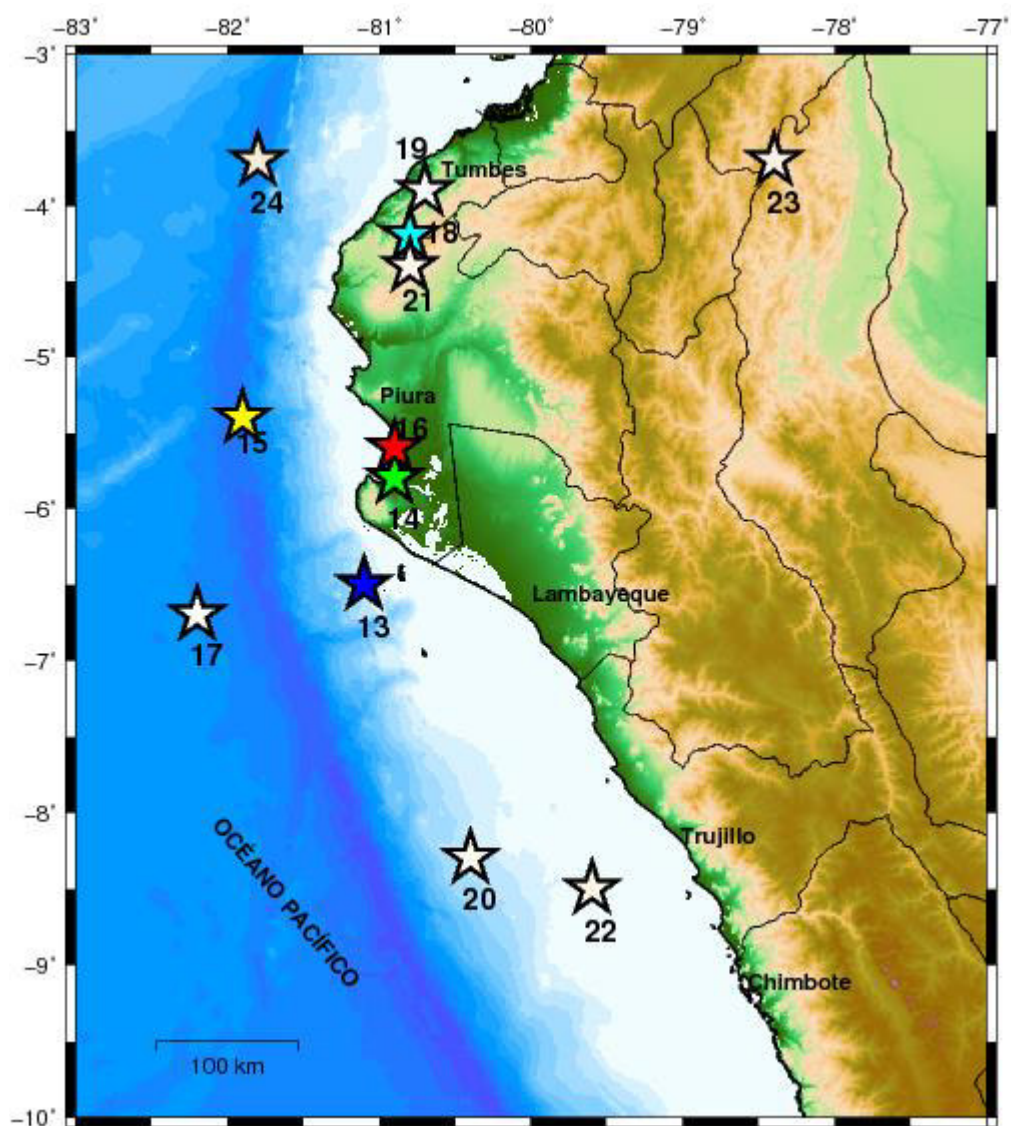


Figura A.2: Mapa de sismos de la zona norte del Perú, se muestra en números cada evento sísmico del 13 al 24 detallado en la Tabla A.1.

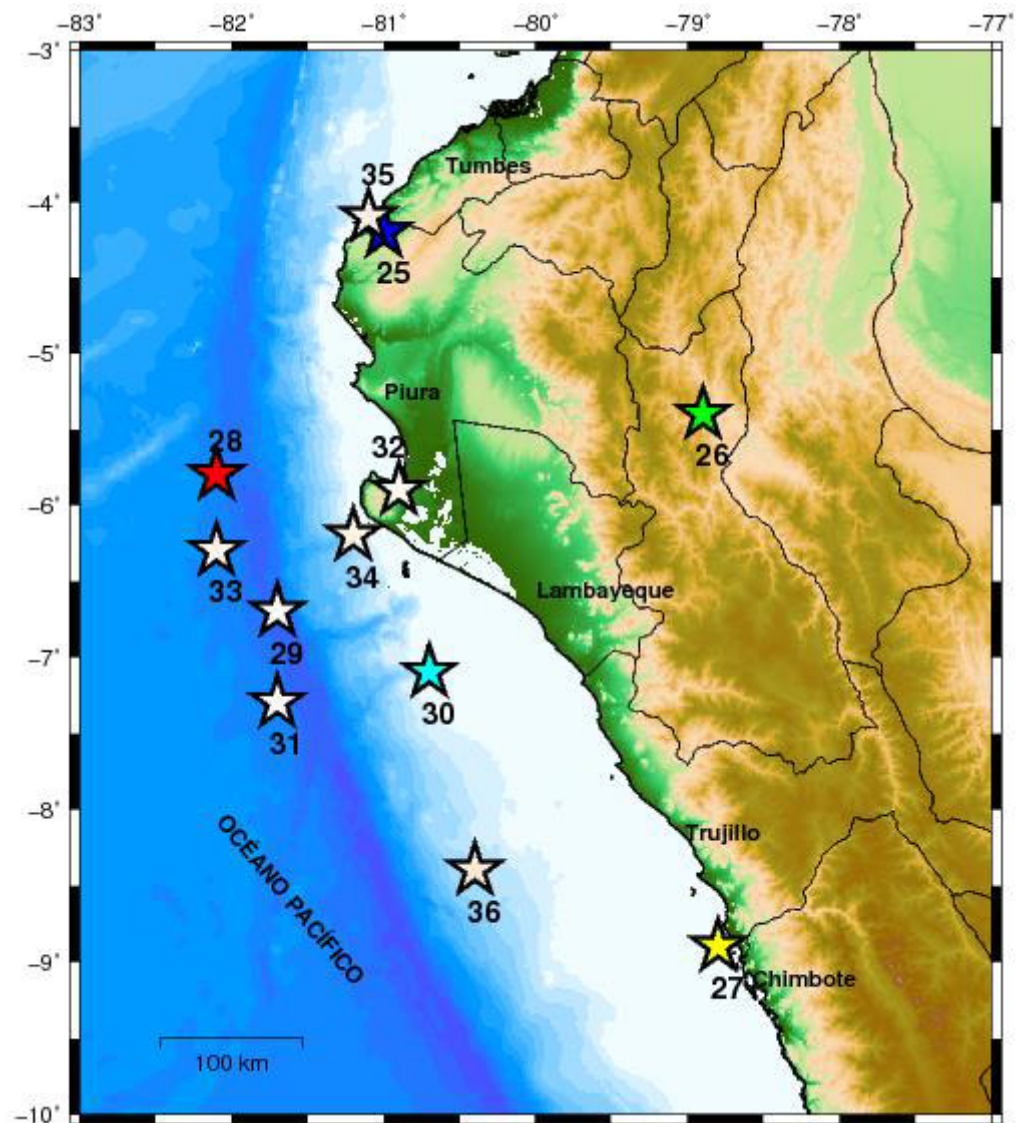


Figura A.3: Mapa de sismos de la zona norte del Perú, se muestra en números cada evento sísmico del 25 al 36 detallado en la Tabla A.1.

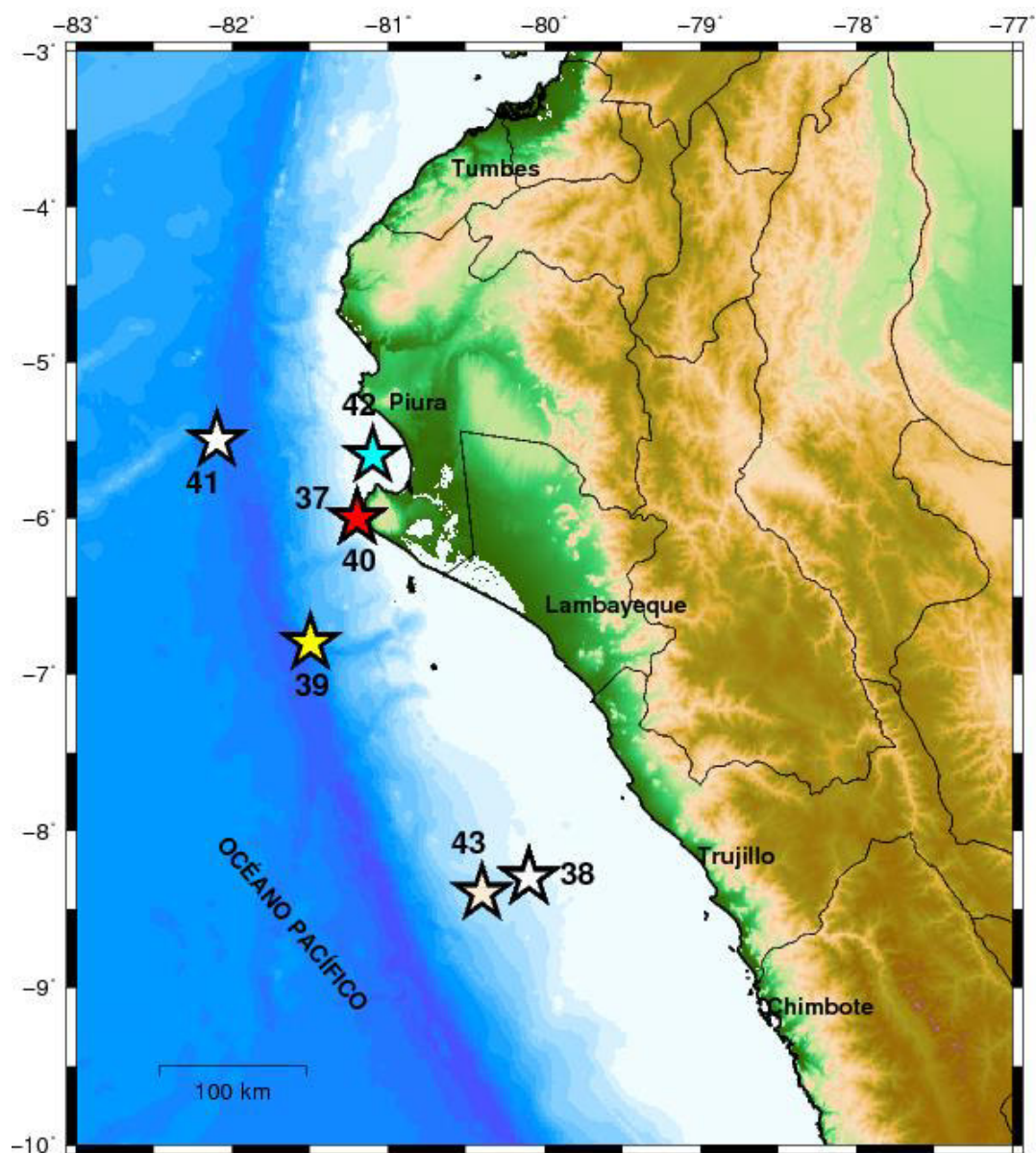


Figura A.4: Mapa de sismos de la zona norte del Perú, se muestra en números cada evento sísmico del 37 al 43 detallado en la Tabla A.1.

## **Anexo B:**

### **Conceptos fundamentales de maremotos**

#### **B.1: Definición**

Según la Real Academia de la Lengua Española, un maremoto es la agitación violenta de las aguas del mar hacia las costas provocando inundaciones.

Desde el punto de vista físico es un tren de ondas gravitacionales de período largo y de longitudes de ondas muy largas que se propagan cerca de la superficie del océano, generadas por la desestabilización de la columna de agua.

Históricamente, la palabra “tsunami” de origen japonés, significa, tsu (puerto) y nami (ola). Decir tsunami y maremoto es válido pues expresan el mismo significado.

#### **B.2: Causas que generan un maremoto**

Las principales causas para la generación de los maremotos son:

- Un sismo tectónico ocurrido en el mar.
- Un deslizamiento submarino de tierra.
- Una explosión volcánica submarina.
- La caída de un asteroide en el mar.



### B.3: Clasificación de maremotos

Según Jiménez et al., (2013) los maremotos se clasifican respecto al arribo a la costa, según la distancia de su lugar de origen:

- **Maremotos locales:** Si el lugar de arribo es menor a 1000 km, dentro de la zona de generación (área de dislocación del fondo marino). Si está a menos de una hora hacia las costas desde su origen.
- **Maremotos lejanos:** Si el lugar de arribo está más de 1000 km del área de dislocación del fondo marino, si demora 12 horas a más para llegar hacia las costas.

### B.4: Características físicas de un maremoto

Los maremotos son “ondas en el agua” que se producen principalmente por perturbaciones y movimientos en el fondo marino debido a terremotos. Estas ondas son producidas por una perturbación en el medio el cual introduce energía a un sistema en reposo. La energía que mueve la masa de agua en un maremoto proviene de una interacción gravitatoria. Con esta perturbación se produce un paquete de ondas, pero todas estas ondas se mueven con longitud a una misma velocidad, por lo que no se perturban entre sí y se pueden ir a velocidades muy grandes. Es la gravedad la que interviene en la explicación de estos fenómenos. También influye la profundidad del terremoto en el mar, el cual está dado por un punto específico dado por el hipocentro. Mediante la conservación de energía se obtiene la fórmula de la velocidad de la onda en un maremoto (velocidad de la ola). Para efectos de la altura de las olas en un maremoto, hay que considerar que a medida que se propaga hacia la costa, la altura del fondo marino va disminuyendo, por lo cual además de que disminuye la velocidad y la longitud de onda, la ola crece en altura a medida que la profundidad disminuye. Esto es debido a que la energía del maremoto se conserva (Jiménez, 2015).

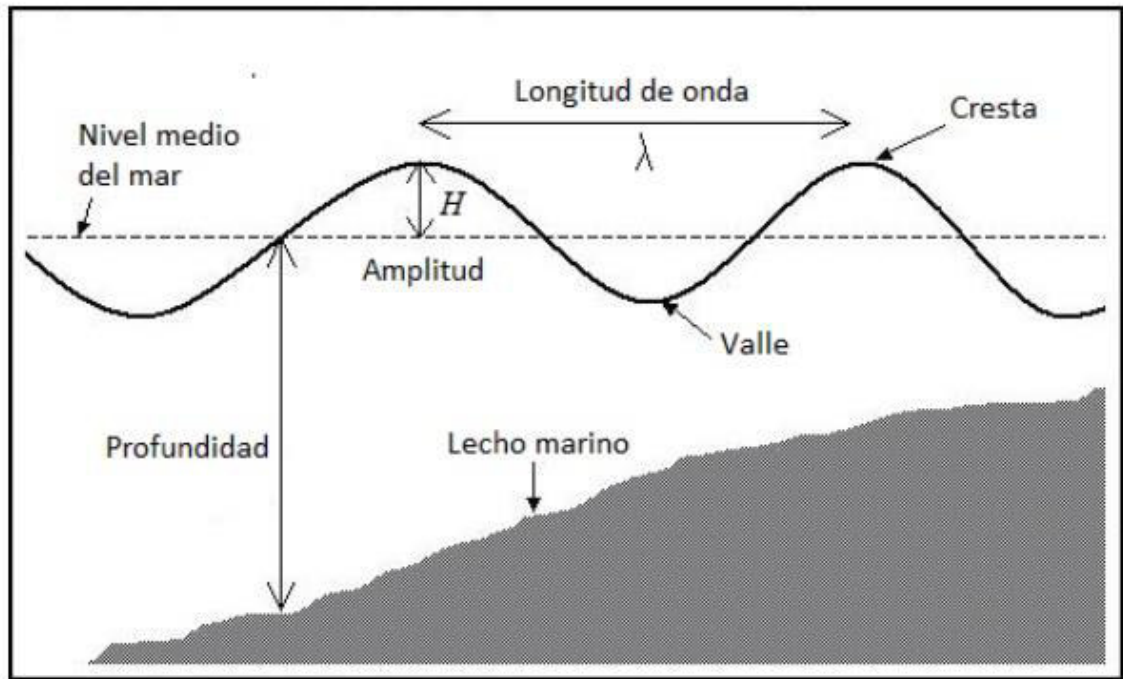


Figura B.1: Características de una onda de maremoto. (Fuente: Jiménez, 2015)

**Valle:** Punto más bajo de la onda.

**Cresta:** Punto más alto de la onda.

**Altura de la onda:** Distancia vertical entre el valle y la cresta.

**Período (T):** Tiempo que transcurre entre el paso de dos ondas sucesivas.

**Longitud de onda ( $\lambda$ ):** distancia que separa a dos crestas o valles sucesivos.

**Amplitud de onda (H):** Distancia vertical entre el nivel medio del mar y la cresta de la onda.

La velocidad de propagación del maremoto para aguas someras es igual a:

$$v = \sqrt{g \times h} \quad (\text{B.1})$$

Donde  $h$  representa la profundidad de la batimetría.

## B.5: Procesos de un maremoto

### B.5.1: Proceso de generación

La condición inicial (para la propagación de las ondas del maremoto) es el campo de la deformación cosísmica que generará el maremoto. Existen dos modelos de fuente sísmica para modelar el proceso de generación, son la teoría de Mansinha y Smylie (1971) y la teoría de Okada (1985 y 1992), estos modelos consideran la deformación instantánea, asumiendo una fuente estática, se asume que la falla es un plano rectangular que está situado en un medio elástico, homogéneo y semi-infinito. El plano de ruptura es la superficie sobre la que se ha producido el movimiento, horizontal, vertical u oblicuo y donde se encuentra el área de ruptura. Los parámetros requeridos para el modelo son: la longitud ( $^\circ$ ), latitud ( $^\circ$ ), la profundidad del extremo superior de la falla (km), largo ( $L$ ), ancho ( $W$ ), ( $\vec{u}$ ) dislocación o slip, y el mecanismo focal: strike  $\phi$ , dip  $\delta$ , rake  $\lambda$  (Moggiano, 2013).

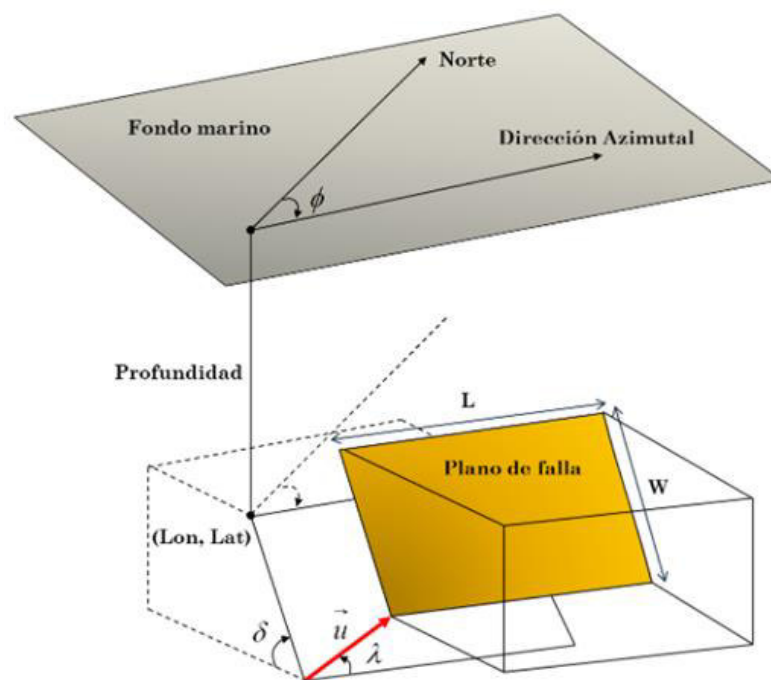


Figura B.2: Parámetros y geometría de la fuente sísmica. (Fuente: Moggiano, 2013).

El strike o azimuth es el ángulo de orientación del plano de ruptura respecto al norte medido en sentido horario de 0° a 360°. El buzamiento o dip es el ángulo formado por la horizontal y el plano de ruptura comprendido entre 0° y 90°. El rake o deslizamiento es el ángulo del vector de deslizamiento con el azimuth, si equivale a 0° ó 180° es una falla lateral, si es 90° es una falla inversa y si es -90° es una falla normal. El momento sísmico ( $M_o$ ) es el producto del desplazamiento relativo de la fractura por su área y el coeficiente de rigidez del medio en que se ha producido. Se define por:

$$M_o = \mu \overline{\Delta u} S \quad (B.2)$$

Donde:

$\mu$  es el módulo de la rigidez propia del material del medio elástico.

$\overline{\Delta u}$  es el valor medio de la dislocación de la falla ( $S$ ) es el área del plano de ruptura.

### **B.5.2: Proceso de propagación**

La dinámica de la propagación de maremotos se modela numéricamente con la solución numérica de las ecuaciones de la hidrodinámica: ecuaciones de conservación de momentum lineal y ecuación de continuidad o conservación de la masa, incluyendo condiciones iniciales y de frontera.

Los maremotos viajan desde su área de generación en todas direcciones, la dirección principal de la propagación de energía es generalmente perpendicular a la dirección de la zona de fractura del terremoto, su velocidad depende de la profundidad del agua, las ondas sufren aceleraciones y desaceleraciones cuando pasan sobre el fondo del océano con profundidad variable. En el océano profundo, ellas viajan a velocidades de 500 a 1000 km/h, la distancia entre las crestas sucesivas puede ser tan grande como 500 a 650 km; pero en el océano abierto la altura de las ondas generalmente es de menos de un metro incluso para los maremotos más destructivos. Hay variaciones en la propagación del maremoto cuando el impulso de la propagación es más fuerte en una dirección que en otras debido a la orientación o las dimensiones



del área generadora y donde la batimetría regional y los rasgos topográficos modifican la forma de la onda y su velocidad (Moggiano, 2013).

La fuerza de gravedad contribuye para que se propaguen ondas en todas las direcciones, la profundidad del océano es la variable determinante para la propagación, la relación profundidad/velocidad es directamente proporcional como también la longitud de onda. A profundidades del orden de los 5000 m, las olas son imperceptibles; al acercarse a la costa, la velocidad disminuye y las olas aumentan por conservación de la energía (Moggiano, 2013).

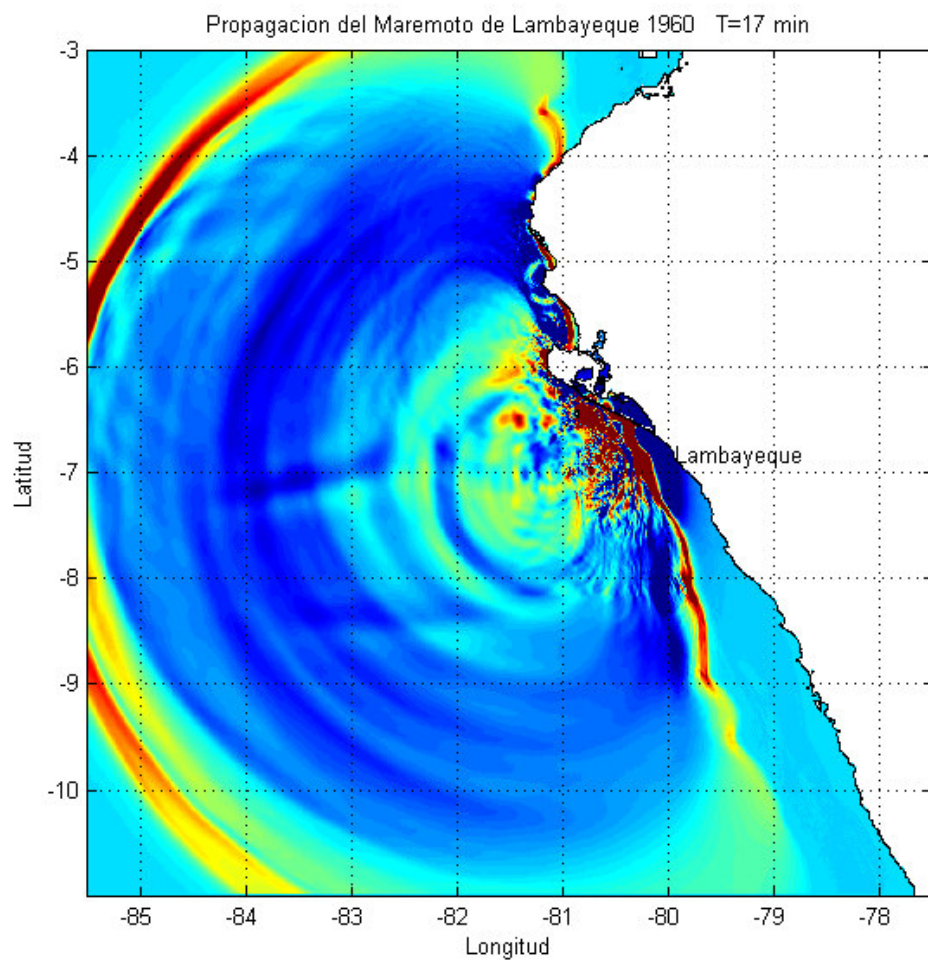


Figura B.3: Resultado del modelo de propagación del maremoto del 20 de noviembre de 1960 en las costas de Lambayeque, a 17 minutos de su generación. Se observa una gran perturbación de la superficie del mar que generan grandes olas que se avecinan hacia la costa y se propagan en todas las direcciones.

### B.5.3: Proceso de inundación

El proceso de inundación ocurre cuando las olas del maremoto impactan en la costa, este proceso es complejo pues tiene un carácter no-lineal, se consideran los factores como el rozamiento entre el fluido y el terreno, la interferencia de las ondas, los efectos de erosión debido al refluo que puede aumentar si existen pendientes. La distancia horizontal entre el punto final del agua arribado en costa se denomina distancia de inundación.

Los parámetros de inundación son la máxima altura de inundación, la distancia de inundación, la magnitud y la dirección del campo de vectores de la velocidad del flujo. La máxima altura de inundación o run-up es un parámetro macro que se verifica en campo y se calcula empleando los mapas de inundación por maremoto obtenidos del modelo numérico.

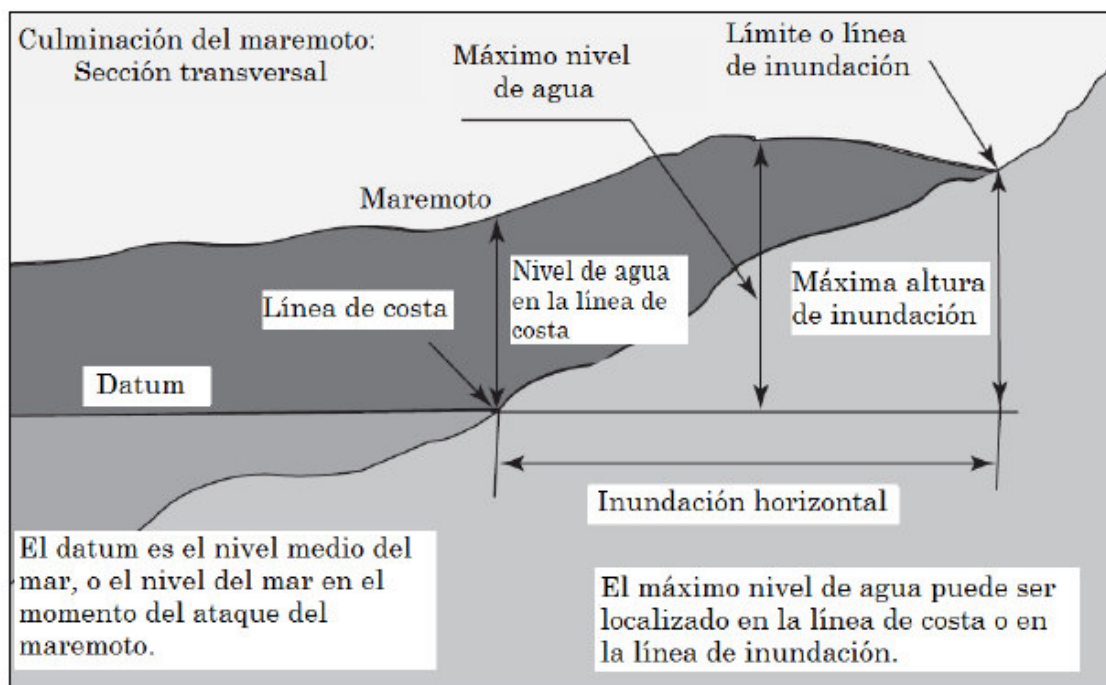


Figura B.4: Esquema del proceso de inundación. Fuente (Moggiano, 2013)

## **Anexo C:**

### **Tsunami Earthquakes**

#### **C.1: Definición**

Un Tsunami Earthquake es un terremoto con una propagación de ruptura lenta, que puede generar un maremoto de grandes dimensiones en relación al valor de su magnitud de onda superficial ( $M_s$ ). La magnitud de onda superficial está basada en la amplitud de las ondas superficiales con un periodo de 20 s. En este caso, puede existir una discrepancia entre el momento sísmico real y las mediciones de magnitud hechas a frecuencias más altas (Kanamori, 1972).

Mediante métodos convencionales de análisis sísmico en tiempo real no puede determinarse el gran daño que podría ocasionar un Tsunami Earthquake, sólo se puede reconocer a la llegada de las olas del maremoto en la costa local. La ocurrencia de Tsunamis Earthquakes es mínima, pero el efecto sobre la población costera puede ser devastador.

Cabe resaltar la diferencia de definiciones entre Tsunami Earthquakes y Terremoto Tsunamigénico pues un terremoto tsunamigénico es un terremoto que genera un maremoto. Los Tsunamis Earthquakes son un subconjunto específico de terremotos tsunamigénicos, son terremotos que causan directamente un maremoto regional y/o teleseísmico que es mayor en amplitud a los que se esperaría de su magnitud de momento sísmico (Polet y Kanamori, 2008).

## **C.2: Antecedentes de estudios realizados**

Varios investigadores han dado diferentes explicaciones sobre las causas de la gran excitación inusual de maremotos debido a los Tsunamis Earthquakes. A continuación, señalamos algunas conclusiones de sus investigaciones.

Okal (1988) demostró que, para un momento sísmico dado, las fuentes sísmicas localizadas en rocas sedimentarias de menor rigidez producen tsunamis más grandes que las fuentes en rocas típicas de la corteza o manto, sugiriendo además que la ruptura sísmica a través del prisma de acreción puede ser importante en la generación de Tsunami Earthquakes. Análogamente, Fukao (1979) sugirió que los terremotos generadores de tsunami son causados por una fuerte falla secundaria en el prisma de acreción. Ward (1982) señaló que las ondas superficiales de periodo largo se activan mal debido a fallas casi horizontales, mientras que la activación del maremoto es relativamente insensible a la inmersión y profundidad de la falla, haciendo que las magnitudes sísmicas subestimen el potencial tsunamigénico del terremoto.

Los deslizamientos submarinos provocados por los terremotos se han propuesto como importantes fuentes de maremotos y pueden ser responsables de la generación inusual del maremoto (Gutenberg, 1939; Hasegawa y Kanamori, 1987). Un deslizamiento submarino de tierra proporciona un posible mecanismo para explicar la gran excitación del maremoto y la falta de energía sísmica de alta frecuencia asociada con los Tsunamis Earthquakes.

Un deslizamiento de tierra puede ser representado sismológicamente por una fuerza casi horizontal cerca de la superficie de la Tierra orientado en sentido opuesto al movimiento de deslizamiento de tierra, como lo confirman los estudios de las ondas sísmicas en 1974 Mantaro, Perú (Kawakatsu, 1989).

Pelayo y Wiens (1992) examinaron el proceso de origen de los Tsunamis Earthquakes utilizando técnicas sísmicas de análisis de ondas superficiales y de ondas de volumen. Investigaron las soluciones de fuerza simple y las de doble cupla como mecanismos para modelar los datos sísmicos de los terremotos.

Los resultados que obtuvieron fueron utilizados para inferir que propiedades son importantes para producir los maremotos anormalmente grandes.

<b>Fecha</b>	<b>Región Geográfica</b>	<b>Mw</b>	<b>Ms</b>	<b>Pérdidas humanas</b>
15/06/1896	Japón	-	7.2	26360
01/04/1946	Islas Aleutianas	8.2	7.3	165
20/11/1960	Perú	7.6	7.0	66
20/10/1963	Islas Kuriles	7.8	7.2	-
10/06/1975	Islas Kuriles	7.5	7.0	-
02/09/1992	Nicaragua	7.7	7.2	179
02/06/1994	Java	7.8	7.1	250
21/02/1996	Perú	7.5	6.6	12
17/07/2006	Java	7.7	7.2	668

Tabla C.1: Catálogo de Tsunamis Earthquakes por el mundo. (Fuente, Polet y Kanamori, 2011).

### **C.3: Características de los Tsunamis Earthquakes**

#### **C.3.1: Carácter lento**

El carácter lento de un Tsunami Earthquake se manifiesta en formas diferentes, pero se encuentran relacionadas. Una característica principal de los Tsunami Earthquakes es la discrepancia entre los valores determinados de los diferentes tipos de magnitud sísmica, calculados a partir de varios tipos de ondas sísmicas u ondas de diferentes rangos de frecuencia.

Dado que la magnitud de las ondas superficiales ( $M_s$ ) se determina por la amplitud de las ondas superficiales con un período de 20 segundos y la magnitud del momento ( $M_w$ ) generalmente se basa en períodos más largos para eventos grandes.

Esta discrepancia consistente es una indicación de la liberación de energía sísmica relativamente mayor en periodos más largos (o el carácter "lento") (Polet y Kanamori, 2008).

El modelo de los procesos de ruptura muestra que las velocidades de ruptura del Tsunami Earthquake son más lentas que en la mayoría de los terremotos de la zona de subducción (para varios eventos: las Islas Aleutianas en 1946, Nicaragua en 1992, Perú en 1996 y en Java en 2006). La energía que se irradia por procesos de ruptura lenta también es anormalmente baja, como lo demuestran los análisis de la relación radiación de energía a momento (para el Tsunami Earthquake de la isla Aleutiana de 1946) (Polet y Kanamori, 2008).

La característica lenta de los Tsunamis Earthquakes hace que no se advierta a tiempo del peligro a los pobladores, las personas que han vivido ese tipo de escenarios describen el Tsunami Earthquake más como un movimiento débil rodante que un evento impulsivo local. En el caso del terremoto de Nicaragua, algunos sintieron un choque muy débil antes del tsunami, pero la mayoría no sintió el terremoto en absoluto. Para el evento de Java de 1994, los residentes costeros entrevistados en Bali y Java no sintieron el sacudimiento del terreno producido por el terremoto. Las entrevistas con residentes locales llevadas a cabo luego del terremoto de Java de 2006 también indican que sintieron poca o ninguna sacudida (Polet y Kanamori, 2008).

### **C.3.2: Ubicación: Cerca a la Fosa**

Los epicentros de los recientes Tsunami Earthquakes están localizados relativamente cerca a la fosa, en comparación con los terremotos regulares dentro de la zona de la subducción. El catálogo Global CMT ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)) y otras ubicaciones de centroides para varios de estos eventos localizan los eventos cerca a la fosa.

Puede ser posible que el proceso de inversión pierda el centro geográfico del evento debido a la duración inusualmente larga de la fuente sísmica. Las inversiones utilizando formas de onda sísmica y/o maremoto y otras investigaciones de forma de

onda para el evento de Chimbote 1996 en Perú indican la presencia de deslizamiento concentrado en una región estrecha cerca a la fosa. En muchas de estas inversiones sólo se utilizaron las funciones de Green en una dimensión (1-D) (Jiménez et al., 2015), los resultados iniciales de la investigación utilizando un modelo de velocidad más realista para la zona de subducción, poco profunda, muestran un cuadro similar para el Tsunami Earthquake de Java en 2006 (Polet y Kanamori, 2008).

### **C.3.3: Réplicas**

Las secuencias de réplicas de los Tsunami Earthquakes son inusuales. Algunas de estas réplicas se localizan en la elevación exterior de acuerdo con sus ubicaciones según el centroide del Global CMT. El bajo número, o inexistencia, de terremotos grandes (mayores que magnitud 5.5) sugiere que el terremoto relajó casi completamente los esfuerzos en la interfaz o puede estar relacionado con las propiedades de fricción en la falla. Se han propuesto varias explicaciones para el número anormalmente alto de terremotos intraplacas tras los Tsunami Earthquakes (Polet y Kanamori, 2008).

La placa de subducción también tiene una característica muy áspera y fracturada en muchas áreas en las que se han producido un Tsunami Earthquake, lo que sugiere la extensión de zonas débiles, debido al tejido que se extiende por el fondo marino. Estas zonas débiles pueden reactivarse en terremotos interplacas profundos posteriores a un Tsunami Earthquake (Polet y Kanamori, 2008).

### **C.4: Factores involucrados en la sismogénesis y tsunamigénesis de los Tsunamis Earthquakes**

Algunos factores están asociados con posibles condiciones inusuales del ambiente tectónico en el que ocurren estos eventos; muchos de estos factores están estrechamente relacionados.

#### **C.4.1: La subestimación del tamaño del terremoto por el carácter lento**

La magnitud local de los terremotos se determinaba a menudo a partir de la amplitud de las ondas sísmicas P para estación de periodo corto. En el caso de los Tsunamis Earthquakes, el uso de esta técnica para determinar su magnitud conducía a una subestimación de su verdadero tamaño, ya que los espectros de frecuencia de las ondas sísmicas no poseen componentes de alta frecuencia que suelen dominar las señales directas de ondas P para terremotos de regular intensidad.

Un problema similar ocurriría, en menor grado, cuando se usan ondas de superficie de períodos de 20 segundos para determinar la magnitud de onda superficial de estos eventos lentos. Con la llegada de la Red Sísmica Global de sensores de banda ancha en las últimas décadas, ha sido posible investigar las ondas sísmicas para períodos muy largos, cientos o incluso miles de segundos. Usando técnicas más sofisticadas y las formas de onda de los sensores tecnológicamente avanzados, la fuente del espectro de los recientes Tsunami Earthquakes puede ahora ser modelada a estos periodos muy largos.

Por lo tanto, ninguna onda sísmica de período largo que excitara las olas del maremoto debería pasar desapercibida de la visión de los sismólogos en el cálculo de la magnitud de los momentos o modelos de ruptura usando ondas sísmicas de periodo largo (Polet y Kanamori, 2008).

#### **C.4.2: Prisma de Acreción**

Un prisma de acreción o cuña de acreción (Figura C.1) es una gran acumulación de sedimentos que se acumulan en forma de cuña en una zona de subducción en un borde de placas tectónicas. En esta zona los sedimentos son desprendidos de la corteza oceánica en subducción y acrecionados al bloque de la corteza continental.

Los Tsunamis Earthquakes pueden implicar deslizamiento sísmico a lo largo de la falla de desprendimiento basal, normalmente asísmico del prisma acrecional. Los



sedimentos cerca de la base de una pendiente interna de la fosa pueden ser raspados por un movimiento horizontal grande sobre la falla de desprendimiento basal debido a un terremoto y así causar un levantamiento inelástico adicional, que podría tener un efecto grande en la generación del maremoto (Polet y Kanamori, 2008).

**C.4.3: Las características batimétricas de subducción permiten el deslizamiento sísmico en la región generalmente asísmica y estar relacionada con secuencias de réplicas inusuales.**

Las investigaciones en laboratorio muestran la influencia en la geomorfología del margen de la zona de subducción poco profunda cuando se subduce una dorsal submarina en la placa subducente. La subducción y la sub-capa de sedimentos relativamente bajos y cargados de agua debajo de la parte posterior del margen podrían, junto con la red de fractura densa generada por subducción submarina, modificar la presión del fluido e introducir variaciones significativas de fricción basal efectiva y, la subducción de un monte submarino puede aumentar el esfuerzo normal a través de la interfaz de subducción y por lo tanto aumentar el acoplamiento sísmico.

Se han documentado terremotos inusuales en regiones donde se subducen crestas, montes submarinos u otras características batimétricas y las investigaciones de características de ruptura de grandes terremotos subterráneos proporcionan evidencia de que el nivel submarino puede subductarse a profundidades sismogénicas y que las variaciones en la batimetría del fondo marino de la placa subducente pueden influir fuertemente en el proceso de ruptura (Figura C.1).

Sin embargo, en el caso de los terremotos en Perú, los de 1996 y 1960 ocurrieron en la intersección de la fosa con las principales características topográficas de la placa de Nazca: la zona de fractura de Mendaña y la de Trujillo (Polet y Kanamori, 2008).

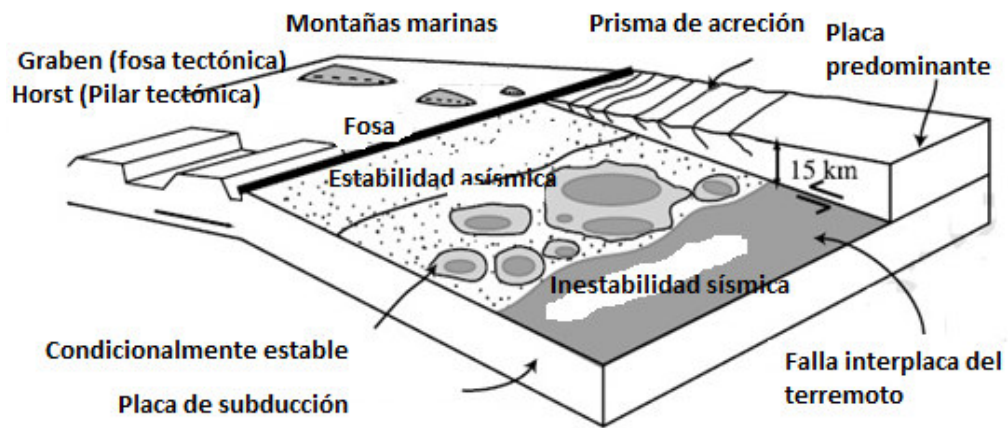


Figura C.1: La gráfica muestra las condiciones de fricción de la interfaz de subducción entre la placa subducente y la placa cabalgante. Las áreas individuales de contacto deslizantes inestables (gris oscuro) pueden proporcionar los sitios de nucleación para la ruptura en el entorno de la zona de subducción poco profunda, que es típicamente estable (punteado) o condicionalmente estable (gris claro). Fuente (Polet y Kanamori, 2008).

## Referencias Bibliográficas

1. Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. Bull. Earthquakes Res. Inst. 44, 73-88.
2. Beck, S. L, and Nishenko, L. J. (1990). Variations in the mode of great earthquake rupture along the central Peru subduction zone, Geophysical Research Letters, 57, pp 1969-1972.
3. Bevis, M., Kendrick, E., Brooks, B., Allmendinger, R., Isacks, B., and Smalley, R. (2001). On the strength of interpolate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. Geochem. Geophys., 2, 1067, doi:10.1029/2001GC000198.
4. Bilek, S. (2009). Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. Tectonophysics. TECTO-124532.
5. Carpio J. y Tavera H. (2002). Estructura de un catálogo de tsunamis para el Perú basado en el catálogo de Gustakov. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú v. 94, pp 45-59.
6. Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J., Remy, D., Nocquet, J., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., and Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the central Andes subduction zone. J. Geophys. Res. 116,B12405, doi: 10.1029/2010JB008166.
7. Courant, R., Friedrichs, K. O., Lewy, H. (1956). On the partial difference equations of mathematical physics, NYO-7689, Inst. Math. Science New York University.

8. DeMets C., Gordon R., Argus D. y Stein S. (1990). Current Plate Motion *Geophys J. Int.*, 101: 425-478 p.
9. Dorbath L., Cisternas A. y Dorbath C. (1990). Assessment of the size of large and great historical Earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 80, No. 3, pp. 551-576.
10. Ebdon D. (1982). *Estadística en Geografía*. Editorial Oikos-Tau S.A. ISBN: 9788428105064. Madrid, España.
11. Fukao Y. (1975). Tsunami earthquake and subduction processes near deep sea trenches, *J. Geophys. Res.*, 84, 2303-2314.
12. Gagnon, K., Chadwell, C., and Norabuena, E. (2005). Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements. *Nature*, 434 (7030), 205-208, doi: 10.1038/nature03412.
13. González, R., Figueroa, M., Rodríguez, José. (2011). Tsunami. Un problema matemáticamente interesante. *Revista de Matemática: Teoría y Aplicaciones* 107-119 CIMPA-UCR. ISSN: 1409-2433.
14. Goto, C., Y. Ogawa, N. Shuto, F. Imamura. (1997). Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme, Intergovernmental Oceanographic Commission (IUGG/IOC TIME Project), IOC UNESCO, Manuals and Guides N° 35. Paris, FR. 4 Parts.
15. Gutenberg B. (1939). Tsunami Earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 29, 517-526.
16. Hasegawa H. y Kanamori H. (1987). Source mechanism of the Magnitude 7.2 Grand Banks earthquake of November 1929: Double couple or submarine landslide? *bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 1894-2004.

17. Ide, S., Berazo, G., Shelly, D., Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. Vol 447. Doi: 10.1038/nature05780.
18. Iwasaki, T. and Mano, A. (1979). Two-dimensional numerical computation of tsunami run-ups in the Eulerian description, Proc. of 26th Conf. on Coastal Eng. (Japan, JSCE), pp. 70-74.
19. Jiménez C. (2015). El maremoto notable de 1746. Tesis de Maestría en Física con mención en Geofísica, UNMSM, Perú.
20. Jiménez, C., Calvo, M., Tavera H. (2015). Estudio numérico del sismo lento y maremoto de Chimbote 1996 (7.6 Mw). Revista de investigación de Física 18, 151801402.
21. Koshimura, S. (2009). TUNAMI-CODE, Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Tsunami, JST-JICA Perú Project, Disaster Control Research Center, Tohoku University.
22. Kanamori H. (1977). The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., 82, 2981-2987.
23. Kawakatsu H. (1981). Centroid single force inversion of seismic waves generated by landslides, J. Geophys. Res., 94, 12,363-12.374, 1989.
24. Moggiano N. (2013). Modelado numérico del maremoto de Pisco 2007. Tesis de Licenciatura en Física, UNMSM, Perú.
25. Nocquet, J., Villegas, J., Chlieh, M., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguñá, J., Martinez, W., Tavera, H., and Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. Nature Geoscience 7, 287-291, doi: 10.1038/ngeo2099.

26. Norabuena, E., Leffler-griffin, L., Mao A., Dixon T., Stein, S., Ocola, L., and Ellis, M. (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes. *Science*, 279 (5349), 358-362, doi: 10.1126/science.279.5349.358.
27. Okada, Y (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 75, No 4, pp. 1135-1154.
28. Okada, Y (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82(2), 1018-1040.
29. Okal E. (1988). Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: a review, *Nat. Hazards J.*, 1, 67-96.
30. Okal E. y Synolakis C. (2003). A Theoretical Comparison of Tsunamis from Dislocations and Landslides. *Pure appl. Geophys.* 160, 2177-2188
31. Ortiz, M. (2006). Curso Taller de Modelado Numérico de Maremotos. INOCAR-Ecuador.
32. Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos D., Karakaisis, G. (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXVI, p. 1482-1489.
33. Pelayo A. y Wiens D. (1990). The November 20, 1960 Peru Tsunami Earthquake: Source Mechanism of a slow event. *Geophysical Research Letters*, Vol. 17, No. 6, Pages 661-664.
34. Pelayo A. y Wiens D. (1992). Tsunami Earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, No. B11, pg 15,321-15,337.

35. Polet J. y Kanamori H. (2008). Tsunami Earthquakes. Meyers: Encyclopedia of Complexity and System Science.
36. Salazar, E. (2013). Producción y propagación de Tsunami: estrategia didáctica hecha para la prevención. *Journal of Chemical Information and Modeling*, vol. 53, no. 9, pp. 1689-1699. ISSN: 1098-6596. DOI 10.1017/CBO9781107415324.004.
37. Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Boletín N° 3, Serie C, pp 130. Instituto de Geología y Minería. Lima, Perú.
38. Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, vol 80, pp1053-1064.
39. Sullón, M. (2007). Dinámica de Maremotos y creación de mapas de inundación mediante modelado numérico. Documento de trabajo. UNMSM. Lima.
40. Villacorta S., Núñez S., Ochoa M. y Pari W. (2010) Riesgo Geológico en la región Lambayeque, Boletín N° 43 Serie C. INGEMMET. Ministerio de Energía y Minas. Perú.
41. Villegas, J., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., Nocquet, J. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Doi: 10.1002/2016JB013080.
42. Wang, X. (1996). COMCOT User Manual, ver 1.6. Cornell University, USA. Web page: [http://ceeserver.cce.cornell.edu/pll-group/doc/comcot\\_user\\_manual\\_v1\\_6.pdf](http://ceeserver.cce.cornell.edu/pll-group/doc/comcot_user_manual_v1_6.pdf) (acceso: 2016).

43. Ward S. (1982). Earthquake mechanisms and tsunami generation: The Kuril Island events of 13 October 1963, *Bul. Seism. Soc. Am.*, 72, 759-777.
44. Yamazaki, Y., Cheung, K. and Kowalik, Z. (2011). Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation, and run-up, *Int.J. Numer. Methods Fluids*, Doi: 10.1002/fld.2485, in press.



## Enlaces de páginas web consultadas

1. Google Earth 2016: <http://www.un-spider.org/news-and-events/news/astrium-provide-imagery-google-maps-and-google-earth>
2. Gebco, General Bathymetric Chart of the Oceans: <http://www.gebco.net/>
3. SRTM 90: <http://www.cgiar-csi.org/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1>
4. Municipalidad de Lambayeque: <https://www.munilambayeque.gob.pe/presentacion/>
5. Municipalidad de Pimentel: <http://www.munipimentel.gob.pe/>